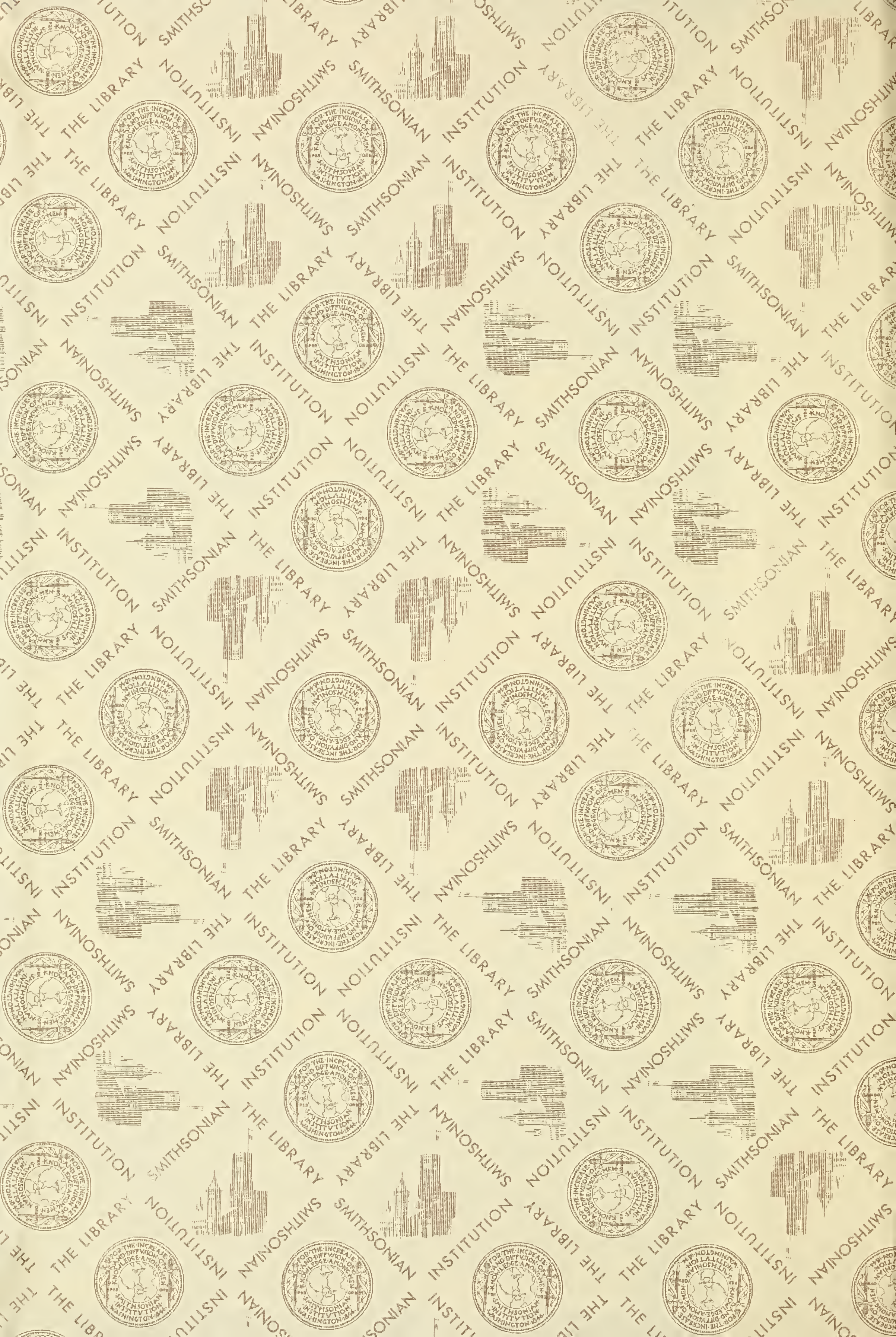
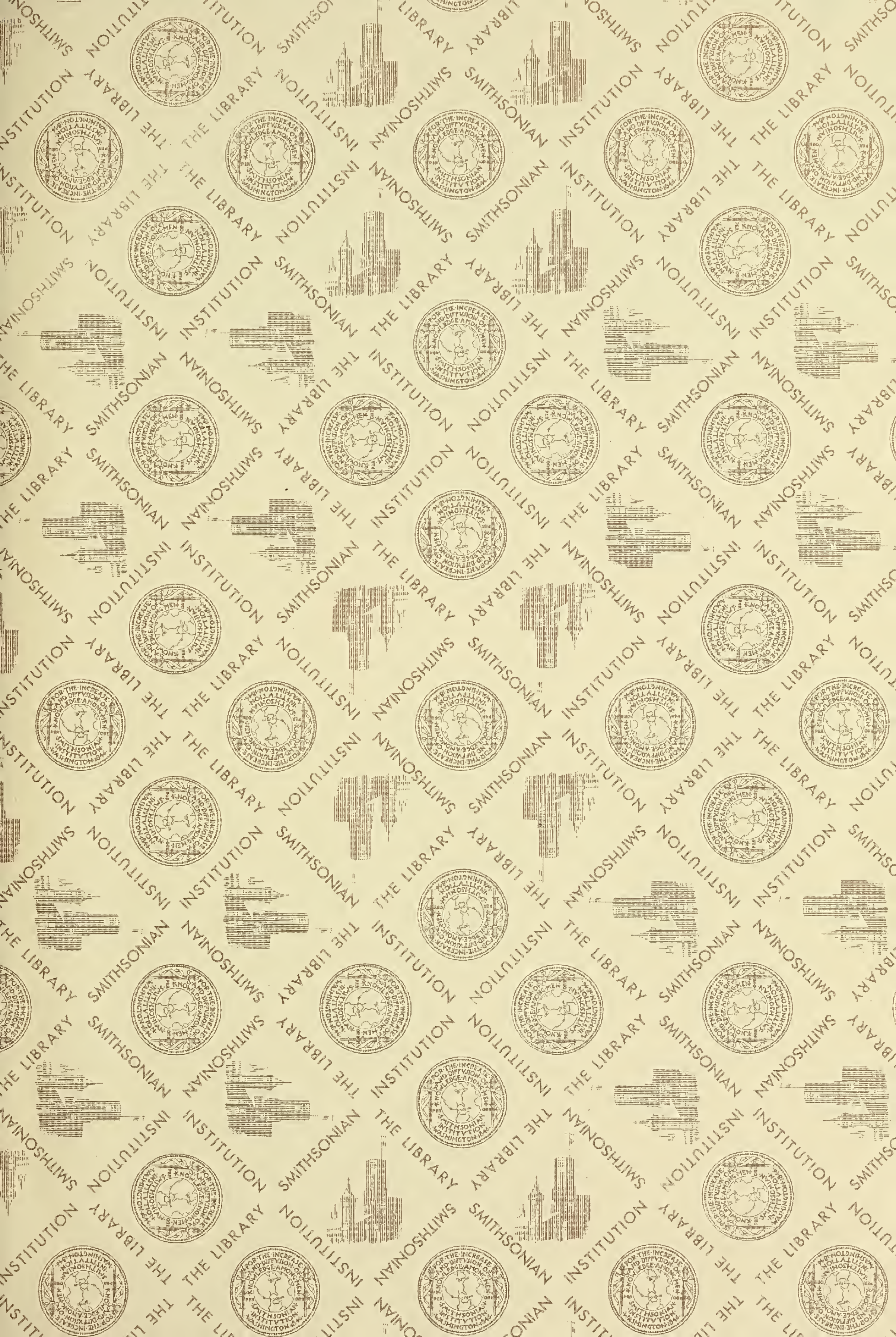

THE LIBRARY
SMITHSONIAN
INSTITUTION
FOR THE INCREASE AND DIFFUSION OF KNOWLEDGE AMONG MEN
SMITHSONIAN INSTITVTION WASHINGTON 1846


THE LIBRARY
SMITHSONIAN INSTITUTION
FOR THE INCREASE AND DIFFUSION OF KNOWLEDGE AMONG MEN
SMITHSONIAN INSTITUTION WASHINGTON 1846

BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ DEI NATURALISTI

IN NAPOLI

VOLUME LXXV - 1966

PUBBLICATO SOTTO GLI AUSPICI DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE





NAPOLI
Stabilimento Tipografico G. Genovese
Pallonetto S. Chiara, 22
1967

BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ DEI NATURALISTI

IN NAPOLI

VOLUME LXXV - 1966

PUBBLICATO SOTTO GLI AUSPICI DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE



NAPOLI
Stabilimento Tipografico G. Genovese
Pallonetto S. Chiara, 22
1967

Myxobolus mugilis e *Myxobolus branchialis*, due nuovi Missosporidi parassiti di *Mugil chelo* dello Jonio

Nota del socio PIETRO PARENZAN

(Tornata del 28 gennaio 1966)

Il gruppo protozoario dei Cnidosporidi è stato istituito da DELAGE e HÉROUARD nel 1896, col nome di *Nematocystida*, per collocarvi degli organismi parassiti molto piccoli, che non raggiungono in generale due decine di micron, con rari esempi di lunghezze maggiori: 30 micron in *Zschokkella hildae* AUER., 40 micron in *Henneguya psorospermica* THÉL. e 87,5-110,5 micron in *Henneguya gigantea* NEMECZEK.

Infestando i vari tessuti degli animali, e soprattutto dei pesci d'acqua dolce, possono dar luogo a cisti e tumori, che da un millimetro o meno, possono raggiungere la grandezza di un uovo. Si riteneva, nel passato, che questi strani organismi, dal ciclo evolutivo complesso, fossero frequenti nei pesci d'acqua dolce, e infestassero solo raramente i pesci marini. In seguito si constatò che essi sono frequenti anche nei pesci marini, sebbene in questi le forme patologiche non presentino, almeno per quanto si conosce oggi, quelle manifestazioni vistose, come ad esempio la psorospermosi o « missobolìasi tuberosa » del *Barbus fluviatilis* da *Myxobolus Pfeifferi*, e l'epitelioma delle Carpe da *M. cyprini*. Non si esclude la possibilità di infestazioni umane. Difatti, il VALLIN descrisse un caso di affezione polmonare in un giovane che mangiò delle tinche affette da psorospermosi. Anche l'ALTARA segnala la possibilità di pericolosi ascessi polmonari nell'uomo, senza maggiori precisazioni.

Pur nella loro piccolezza, le spore dei Missosporidi presentano caratteristiche ben distinte nei vari generi, che sono numerosi, fra i quali: *Agarella*, *Coccomyxa*, *Ceratomyxa*, *Chloromyxum*, *Hoferellus*, *Henneguya*, *Kudoa*, *Leptotheca*, *Lentospora*, *Myxobolus*,

Myxoproteus, Mitraspora, Mixosoma, Myxidium, Sinuolinea, Sphaeromyxa, Sphaerospora, Trilospora, Thelohanellus, Unicapsula, Wardia, Zschokkella, ecc..

Il gen. *Myxobolus* presenta spore ovali o rotonde, le spore della *Wardia* sono pentagonali, quelle del *Chloromyxum* sono a pettine, quelle della *Sphaerospora* e della *Lentospora* rotonde, quelle del *Myxidium* affusolate, quelle del *Myxosoma* piriformi, quelle dell'*Henneguya* allungate e caudate, quelle dell'*Hofferellus* a mitra, ecc.

In vari pesci sono stati repertati Missosporidi insediati in varie parti: nel tessuto muscolare e in quello connettivo, nelle branchie, nella pelle, nel cuore, nei reni, nella milza, nella cistifellea, nella vescica urinaria, nella vescica natatoria, nel sistema nervoso centrale, nelle ovaie e nei testicoli, negli occhi, negli intestini (escluso il lume digerente).

Nei pesci marini del gen. *Mugil* sono state trovate alcune specie di Missosporidi, dei generi *Myxobolus* e *Myxidium*.

Il *Myxidium incurvatum* Thél. è stato repertato nella vescica biliare di vari pesci marini dei generi *Mugil, Scorpaena, Blennius, Nerophis, Callionymus, Hippocampus, Syngnathus*, ecc.. Le spore del *Myxidium incurvatum* sono di forma allungata e lievemente incurvata ad S, e le due capsule polari sono situate ai due estremi.

Il *Myxobolus exiguus* Thél., che infesta i Mugilidi, provocò nel 1949 forti morìe in *Mugil cephalus, M. auratus* e *M. saliens* del Mar nero e del Mare di Azov, con l'infestazione massiva delle loro branchie, estendendosi ad altre parti (labbro superiore, pareti intestinali, mesenteri).

I Cefali (*Mugil*) morivano per asfissia e per forti emorragie. Le loro lamine branchiali erano gravemente infestate, con le estremità rigonfie, piene di cisti. I pesci morti furono molte migliaia, e si trovarono lungo un chilometro di spiaggia.

In alcuni *Mugil chelo* del Mar Piccolo di Taranto, acquistati sul mercato, vennero repertate due specie di Missosporidi, uno dei quali molto affine al *Myxobolus exiguus* Thél., l'altro somigliante al *Myxobolus dogieli* Bykhovski et Bykhovskaya. Tuttavia, dopo prese in considerazione le numerose specie del genere, ho ritenuto necessario attribuirle a due specie nuove, che chiamerò *Myxobolus mugilis* e *Myxobolus branchialis*.

MYXOBOLUS MUGILIS mihi (fig. 1).

Cisti bianche di 2 mm., repertate nei mesenteri intestinali di Mugil chelo. Per schiacciamento, dalle cisti fuoriesce un fluido lattiginoso, ricco di globuli grassi e di mirìadi di spore (oltre tre milioni)

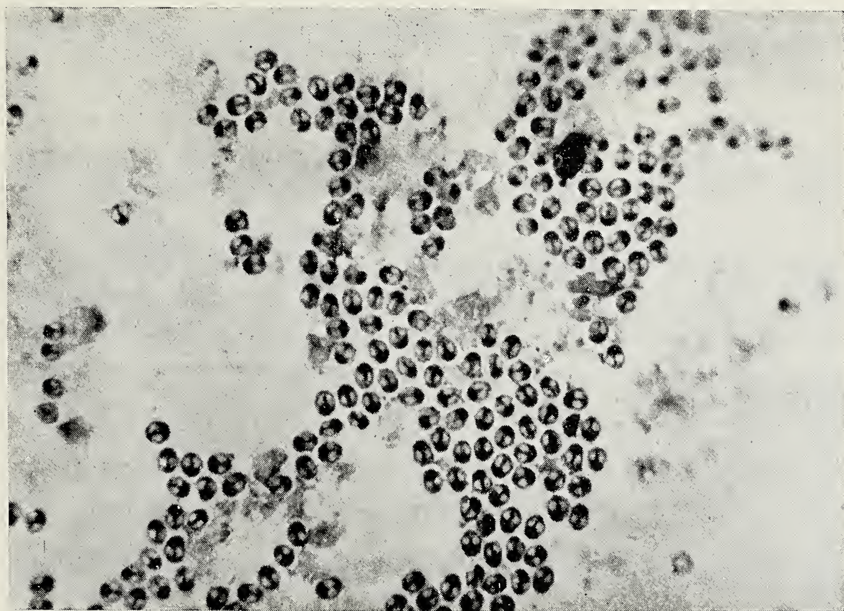


Fig. 1.

di cnidosporidi di forma quasi ovale, riconoscibili come appartenenti al gen. *Myxobolus*. La parte anteriore delle spore, appare lievemente più stretta. Le spore hanno il diametro maggiore (lunghezza) di 5,8-6 micron (media di molte misurazioni: 5,9 micron), quello minore (larghezza) di 4-5 micron (media 4,6 micron).

Lo sporoplasma, ben colorato con la fucsina acida in soluzione acquosa, appare, (f. 3) in gran parte delle spore (incl. in balsamo), quasi protuberante, a volte nettamente delimitato da un benchè lievissimo, quasi impercettibile, restringimento delle cellule valvari, le quali formano quindi una membrana molto più sottile che in altre specie affini (es.: *Myx. esiguus Thél.*). Le capsule polari sono molto sviluppate, disposte parallelamente, con poco spazio intermedio, ed occupano completamente la parte anteriore delle spore, per due terzi, o poco meno,

della lunghezza delle spore stesse, giungendo quindi sempre oltre la metà della lunghezza. Nei vari preparati non mi è stato possibile ottenere e vedere i filamenti flagelliformi estroflessi. Somiglia molto al *Myxobolus Pfeifferi* dei pesci d'acqua dolce, che però è di forma perfettamente ellittica.

Il pesce infestato, un *Mugil chelo* di 15 cm. c.c., era di aspetto esteriore normale; branchie normali, consistenza dei tessuti muscolari normale.

MYXOBOLUS BRANCHIALIS mihi (fig. 2).

Cisti bianca, di mm. 2,5, consistente, aderente alla prima lamina branchiale di un *Mugil chelo*. Per schiacciamento, dalla cisti fuorie-

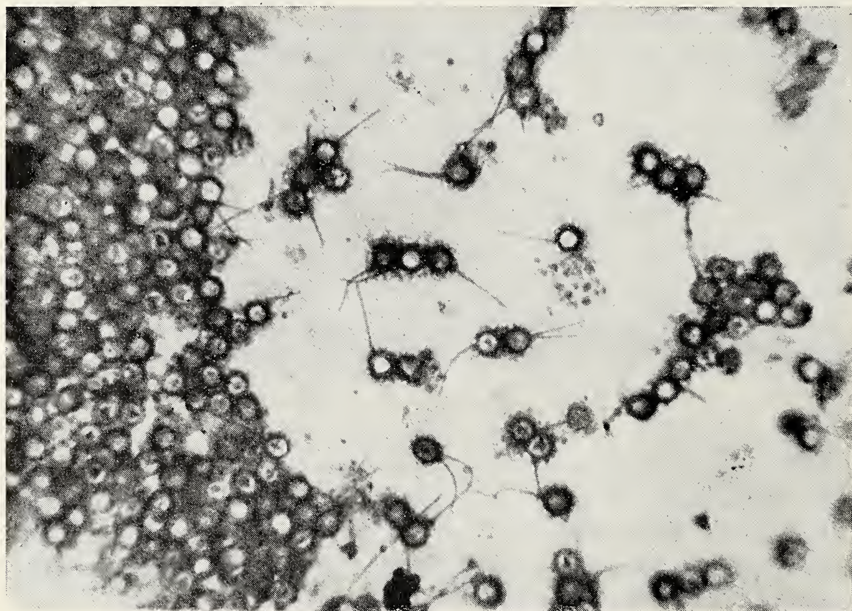


Fig. 2.

scono delle masserelle bianche evidenti, in un fluido appena lattiginoso, contenenti spore di cnidosporidi in numero stragrande, di forma ferfettamente rotonda, con membrana (cellule valvari) spessa.

Le spore hanno il diametro di 5-6 micron, in media 5,4 micron. Le capsule polari sono piccole, estese su un terzo della spora, o poco più. Le due capsule polari sono disposte non in posizione vicina e

centrale, ma divergenti, e addossate alla membrana, lunghe ciascuna circa 2 micron. Nei preparati colorati con fucsina acida in soluzione acquosa, incl. in balsamo, lo sporoplasma appare quasi triangolare, a seconda dello stato di contrazione (f. 3). I filamenti estroflessi sono lunghi da 14 a 15 micron (media 14,1).

Il pesce infestato, un *Mugil chelo* di 18 cm. c.c. non presentava nulla di particolare all'esterno. Le branchie erano un po' pallide, con qualche accenno di iperemizzazione nell'area di inserzione della cisti.

Le spore somigliano a quelle del *Myxobolus dogieli*, ma le capsule polari sono nella *n. sp.* più piccole e divergenti.



Fig. 3.

Istituto Sperimentale Talassografico di Taranto, dicembre 1965.

BIBLIOGRAFIA

ALTARA I., *Malattie dei pesci, ecc.* Lez. Corso Cult. su Prod. Pesca, nell'ispez. sanit., nell'ind. e nel comm. Università di Perugia, 1953.

CURASSON G., *Traité de Protozoologie vétérinaire et comparée.* Sporozoaires, Vol. 3, 1943.

Dogiel, Polyanski, Bauer e collabor., *Parassitology of fishes*. Ed. ingl. Oliver a. Boyd Ltd., London, 1961.

Hartmann M., *Cnidosporidien*. In Handb. der Zool., Kükenthal, vol. 1, 1923.

Kudo R. R. *Studies on Myxosporidia. Synopsis of genera and species of Myxosporidia*. Ill. Biol. Monogr., Vol. 5, 1921.

Mantovani G., *Ispezione degli alimenti di origine animale*. Vol. II, U.T.E.T., 1961.

Parenzan P., *Microbiologia zoologica applicata* (*Protozoologia*). Disp. Corso 1942-43 Campo P.d.G. nel Kenya, p. inc. Com. Mil. It., per studenti univers. A cura del War Pris. Aid of the Y.M.C.A., Ufficio di Nairobi, 1942.

— *Parassitologia Speciale*. Disp. corso specializz. Mal. Trop. Univers. Napoli. Ed. Treves, Napoli, 1947.

Parenzan P., Di Pietro P., *Manuale di Protozoologia per Medici, Veterinari e Biologi*. Inedito.

Penso, *I prodotti della pesca. Ispez. sanitaria ecc.* Ed. Hoepli, 1950.

Poisson R., *Cnidosporidies*. In « Traité de Zoologie », P. P. Grassé, T. I, fasc. II, 1953.

Polyanski Yu. I., *Zoogeography of the parasites of USSR marine fishes*. In: « Par. of fishes », London, 1961.

Schröder C., *Cnidosporidien*. In: « Prowazek Handb path. Prot. », Leipzig, 1914.

Tripathi R. Y., *Some new Myxosporidia from Plymouth with a proposed new classification of the order*. Parasitology, vol. 39, 1948.

Wenyon C. M., *Protozoology*. Vol. 1. Baillière, London, 1926.

Alcune osservazioni preliminari sulla tettonica del Massiccio del Terminio-Tuoro (Irpinia) (*)

MASSIMO CIVITA

(Tornata del 28 gennaio 1966)

1. Premessa.

Nel 1964 è iniziata l'attività del Gruppo di Ricerca per la Geologia Applicata del C. N. R., presso l'Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Napoli.

Nel programma di ricerche impostato dal Gruppo occupa un posto di rilievo il piano di indagini e studi sulla idrogeologia e sulla geologia dei dissesti di alcuni grossi massicci montuosi campani, quali la catena dei monti di Avella e dei monti Picentini.

In questo piano di indagini lo scrivente ha avuto affidato lo studio idrogeologico del Massiccio del Terminio-Tuoro, nome con cui si intende indicare la regione compresa tra le alte Valli dei Fiumi Calore e Sabato, rispettivamente dalla sorgente del primo fiume sino a N dell'abitato di S. Mango sul Calore e dalle sorgenti del Sabato fino oltre Atripalda (fig. 1).

La zona così delimitata è compresa in parte nel F. 185 (Salerno), ed in parte nel F. 186 (S. Angelo dei Lombardi) della Carta Geologica d'Italia.

Il primo di tali Fogli fu rilevato da Baldacci e Cassetti nel 1895 ed è tuttora in corso di revisione, mentre il secondo non fu mai pubblicato.

Essendo pertanto in gran parte superata o mancando del tutto la documentazione geologica, per lo studio idrogeologico in oggetto si

(*) Lavoro presentato dal Prof. Pasquale Nicotera, Direttore dell'Istituto di Geologia Applicata, Università, Napoli.

è dovuto innanzitutto procedere al rilevamento ex novo dell'intera zona, rilevamento che, pur essendo ormai nella fase conclusiva, richiederà ancora del tempo perchè possa ritenersi compiuto e definito.

Nel corso di tale rilevamento sono state fatte alcune osservazioni circa la stratigrafia e la tettonica di alcune località del Massiccio, osser-

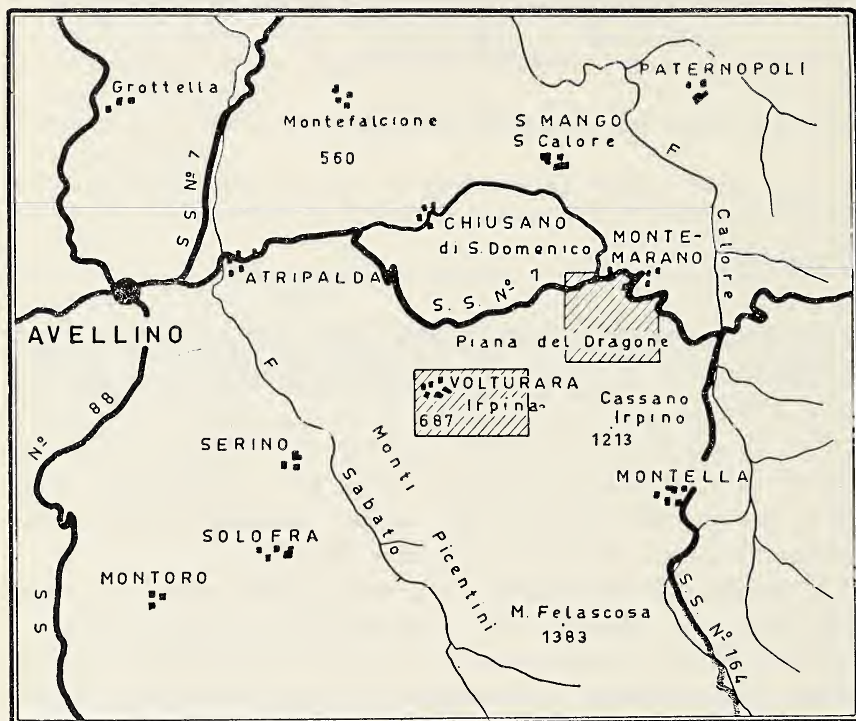


Fig. 1. — Ubicazione geografica della zona studiata. (Il tratteggio evidenzia le aree dettagliatamente descritte).

vazioni che si ritiene utile segnalare con questa nota di carattere preliminare, per l'interesse che esse rivestono ai fini della conoscenza di tutto il Massiccio in generale.

Lo scrivente ringrazia il Prof. Pasquale Nicotera, sotto la cui guida viene condotto lo studio, per l'incoraggiamento ed i consigli avuti nel corso dello svolgimento del lavoro e della redazione della presente nota; un grazie, inoltre, a tutti i colleghi componenti il Gruppo di ricerca per la Geologia Applicata per il loro prezioso aiuto.

2. Cenni di Stratigrafia.

Il Massiccio del Terminio-Tuoro è costituito prevalentemente da terreni calcareo-dolomitici, circondati tutto intorno da materiali flyschoidi e caotici, in genere terziari.

Non mancano i terreni di copertura, costituiti da assise conglomeratiche in lembi residuali riferibili probabilmente all'Astiano; materiali alluvionali di origine fluviale e fluvio-lacustre; materiali piroclastici di origine vesuviana, generalmente incoerenti o pseudocoerenti, spesso misti a detrito sciolto eterogeneo: si tratta, per lo più, di tufi pomicei e scoriacei, pozzolane e materiali cineritici.

Nel corso del rilevamento è stata individuata una serie mesozoica calcareo dolomitica, i cui termini più antichi sono da riferirsi al Lias (Cenozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* [33-34]), mentre i più recenti risalgono al Cretaceo superiore, con calcari pseudosaccaroidi bianchi.

Lias — La base della serie affiorante è costituita da calcari oolitici e pseudoolitici avana. Tale successione è abbastanza uniforme, se si fa eccezione per alcuni livelli costituiti da calcari detritici ed altri di brecce a cemento policromo [36] che a tratti compaiono intercalanti i calcari. La serie è riccamente fossilifera nella parte mediana, con *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia ed *Orbitopsella praecursor* Gumb.

Termini liassici compaiono lungo l'orlo meridionale del Piano del Dragone, ampia piana estendentesi tra il Terminio s. l. ed il Tuoro s. l. e sede di un lago stagionale. Particolarmente ben esposti, tali termini si possono osservare nei versanti settentrionali di M. Costa e di M. Valle dei Lupi.

Giura (Dogger e Malm) — Si presenta in facies calcarea e calcareo dolomitica. Prevalgono calcari oolitici e pseudoolitici avana in cui si osservano varie forme fossili interamente spatizzate, in genere gasteropodi turricolati (Nerineidi).

Verso l'alto si passa a calcari finemente detritici e calcari dolomitici grigi.

Nella parte mediana del complesso giurassico si osservano ricchi livelli a *Cladocoropsis mirabilis* Felix [13]; mentre nella parte alta è stato possibile osservare *Clypeina jurassica* Favre unitamente ad alghe indeterminate.

Affioramenti di calcari giurassici si osservano nei dintorni di Volturara Irpina (M. Costa, M. Calcara di Alessio) e sono segna-

lati nel versante SW del Terminio, in destra orografica dell'alta Val Sabato [41].

Cretaceo inferiore — La serie cretacea inizia con potenti banchi calcareo dolomitici che passano a calcari detritici, organogeni, contenenti ricche faune composte principalmente da Diceratidi (Requienie). Si incontrano anche livelli biostromali composti esclusivamente da ammassi di gusci di Gasteropodi, in prevalenza piccole Nerinee. Verso l'alto la serie è meno riccamente fossilifera, pur conservando orizzonti contenenti Dasycladacee, Diceratidi, Nerineidi. In sezione sottile si notano *Orbitolina* sp., *Salpingoporella* e *Cuneolina*.

Il Cretaceo inferiore è molto ben rappresentato nel massiccio del Terminio s. l., specie nei pressi di Volturara (M. Calcara di Alessio) e a Sud di Montella.

Cretaceo superiore — Caratterizzano la parte alta del Cretaceo i ricchissimi livelli biostromali a Rudiste (Radioliti ed Ippuriti). Si tratta, in genere di calcari organogeni avana o grigio chiaro molto fossiliferi o di lumachelle di Gasteropodi, tra cui spicca l'associazione di Actaeonellidi e piccoli Ceritidi (M. Sovero a SE di Montella).

Nella parte Nord-orientale del massiccio del Tuoro s. l. e a NW di Cassano Irpino si nota però una variazione di facies abbastanza marcata. Appena al di sopra dei primi strati con Rudiste, la serie diviene improvvisamente clastica, presentando una breccia poligenica a cemento calcareo con elementi di dimensioni medie di 3-4 cm. Alternano la serie clastica banchi calcarei avana e brecce intraformazionali a grossi elementi calcarei a cemento marnoso blù. Da questi termini si passa poi a calciruditi e calcareniti a cemento spatico (Calcari pseudosaccaroidi bianchi) contenenti rare Ippuriti in genere intatte o poco usurate e, in sezione, *Orbitoides* e *Siderolites*. (Fianco E di M. Caselle-Toppo Morroni-Toppo S. Giacomo).

Serie di questo tipo, riscontrate in varie località della Campania [28-29], sono interpretate come termini di passaggio alla facies della Depressione molisano-sannitica [26].

La successione stratigrafica testè descritta mantiene, evidentemente, pressocchè immutate, le caratteristiche delle altre consimili, recentemente descritte da alcuni Autori [23 - 35 - 36 - 40 - 41] nell'ambito dei M. Picentini. Caratteri diversi si notano a partire dal Cretaceo superiore, ma solo per la parte settentrionale della zona studiata. La serie è dislocata da faglie di direzione tirrenica ed appenninica, quasi tutte normali. In relazione, però, con affioramenti plastici di terreni terziari, si rilevano allineamenti di faglie inverse con orientazione circa E-W,

cui è collegato un sistema di faglie ortogonali ad orientazione meridiana.

I terreni flyschioidi e caotici che circondano il Massiccio e che affiorano a tratti anche nella zona centrale di esso, costituiscono un problema di difficile soluzione sia dal punto di vista della stratigrafia, sia da quello della tettonica. Si rilevano due serie arenacee, diverse come tipo litologico e come giacitura, anche se molto simili come costituenti mineralogici, separate in genere l'una dall'altra da terreni in facies caotica. Al solo fine di una maggior chiarezza di esposizione, si sono distinte tali serie arenacee con i nomi di «Arenarie di Chiusano S. Domenico» e di « Arenarie di S. Mango » dal nome, cioè, delle località presso cui affiorano le assise più tipiche di questi termini della serie terziaria.

Le Arenarie di Chiusano sembrano costituire la più antica delle serie arenacee e sembrano essere in rapporto con i terreni mesozoici, dei quali potrebbero essere un prosieguo (Cassano Irpino [6]). Si tratta di una successione flyschioide costituita da arenarie abbastanza compatte quarzoso-micacee, spesso evidentemente gradate, con accenni a strutture sedimentarie tipo « cross lamination »; il colore è giallastro o grigiastro e si rinvengono spesso ciottoli sparsi, esclusivamente costituiti di rocce cristalline (graniti, sieniti, gneiss). Tali arenarie, stratificate in strati di $30 \div 50$ cm., appaiono spesso intercalate da livelli calcarenitici, marnosi e siltitici. Le Arenarie di Chiusano affiorano tutt'intorno al Massiccio calcareo, mostrando, specialmente a N di esso, un'immersione periclinale degli strati.

La seconda delle serie arenacee, che si è denominata Arenarie di S. Mango, presenta invece una quasi assoluta mancanza di stratificazione vera e propria ed un aumento della frazione conglomeratica, che diviene prevalente risalendo la serie stessa. L'arenaria è, in genere, poco diagenizzata e quindi molto tenera, grossolana, e contiene lenti conglomeratiche e ciottoli sparsi di cui fanno parte elementi calcarei della serie mesozoica oltrecchè tutti i termini litologici che si rinvengono sotto forma di frazione lapidea nel complesso caotico, come si descriverà subito appresso. Non mancano elementi arrotondati provenienti dalla serie delle Arenarie di Chiusano e qualche ciottolo cristallino di identica provenienza. La matrice delle puddinghe è quarzoso-arenacea ma anche, negli affioramenti all'interno del Massiccio, calcarenitica. Non sono sin'ora stati scoperti fossili in queste arenarie, nè nella matrice delle puddinghe; comunque, le brecciole con foraminiferi paleogenici e miocenici che fanno parte del conglomerato ci

consentono di avere un'idea approssimativa della loro età, che potrebbe essere miocenica o ancora più recente. Significativi affioramenti di tali assise sono osservabili presso S. Mango ed in genere in tutta l'alta Val Calore.

Le Arenarie di S. Mango ora descritte, poggiano nella maggior parte dei casi osservati, direttamente su di un complesso argilloso caotico; in un solo caso assise molto simili si trovano in trasgressione sui calcari mesozoici del Massiccio e tale situazione è osservabile a S di Volturara Irpina.

Quando questa serie arenacea poggia sulle argille scagliose del complesso caotico, è abbastanza frequente osservare lungo il piano di contatto un conglomerato poligenico che potrebbe far pensare ad una trasgressione; i dati a riguardo non sono, però, ancora sufficienti a convalidare tale ipotesi. Appare comunque chiaro che la giacitura della quasi totalità delle placche arenacee osservate dipende unicamente dai moti del substrato caotico sotto la azione della gravità, rilevandosi quasi sempre gli strati inclinati verso i fondovalle.

Come si è detto, un complesso caotico si trova in rapporto con le due serie arenacee; esso è costituito prevalentemente di argille scagliose plumbee, vinate e verdastre, cui si accompagna un corteo di masse inglobate riferibili ai più disparati tipi litologici. La frazione lapidea minuta appare costituita da calcari marnosi giallastri e verdi con vene spatiche evidenti; non mancano, inoltre, arenarie compatte micacee color grigio acciaio, brecciole con Nummuliti ed altri fossili paleogenici e miocenici, calcari siliciferi, marne biancastre e rosate, ecc.

In diversi luoghi, le masse inglobate potrebbero essere considerate come veri e propri flyschs a se stanti [2-5-38]: si cita ad esempio l'estesa placca tra Montemarano e S. Mango sul Calore, ove si rilevano pile di straterelli calcilutitici di colore biancastro con alternanze di calcari marnosi avana chiaro contenenti, a volte, selce in liste e noduli, e marne verdastre. Affioramenti più o meno simili si notano più a S nella Val Calore, presso Cassano Irpino e Montella.

Tra i vari componenti il complesso caotico e spesso tra le arenarie conglomeratiche si rinvengono molti esotici calcarei. Si tratta, in genere, di calcari pseudosaccaroidi maestrichtiani ad *Orbitoides* e *Siderolites* provenienti dalla serie mesozoica, e brecce poligeniche con frammenti di macrofossili cretacei [28]. Si segnala, inoltre, il rinvenimento ed E di Montemarano di alcune pile di calcari ceroidi a Nummuliti, piegati in *strutture di scendimento* [42] a forma di ventaglio capovolto, che

si osservano lungo la strada in costruzione che da Castelvetere porta alla S.S. 7 (Appia) nei pressi di Castelfranci.

In quasi tutti i casi gli esotici calcarei conservano intorno a sè una patina argillosa chiaramente laminata. Tale patina è molto evidente anche quando, come si è potuto osservare in molti casi, specie in Val Calore, gli esotici sono coperti più o meno completamente dalle Arenarie di S. Mango. Ciò, peraltro, suffraga l'ipotesi che la deposizione di tali Arenarie sia posteriore alla messa in posto degli esotici, legata, questa, al substrato di argille scagliose.

Poco si può dire ancora circa l'età e delle due serie arenacee descritte, e dei vari termini compresi, per ora, nel complesso caotico. Dai dati raccolti fin ora, si è propensi a credere mioceniche le Arenarie di Chiusano, mentre nulla si può dire a proposito delle argille scagliose, che hanno dato faune scarsissime e di epoche diverse, tutte, comunque, sicuramente terziarie.

La mancanza di reperti paleontologici nelle Arenarie di S. Mango impedisce, per ora, ogni correlazione con terreni consimili e con identica giacitura, segnalati nella bassa valle del Calore ed assegnati al Pliocene inferiore [12].

3. Le osservazioni sulla tettonica.

La tettonica del Massiccio del Terminio-Tuoro è stata sin'ora interpretata da vari Autori come tettonica di distensione, come d'altra parte, per altre zone dei Picentini [2 - 3 - 5 - 30 - 31 - 32 - 38 - 39]. In questi Monti, che Beneo [7] suppone invece « dislocati in blocchi a cunei », oltre ai sistemi di faglie normali con direzione tirrenica ed appenninica, si è scoperta recentemente una ricca fenomenologia tettonica dovuta a compressione [22 - 23 - 36], come pure è avvenuto in altri gruppi montuosi campani (Taburno, Camposauro, M. Marzano) [12 - 29].

Osservazioni in questo senso sono state fatte dallo scrivente nella zona di Piano del Dragone, Montemarano, Volturara Irpina e Cassano Irpino. Si descrivono qui di seguito le situazioni osservate in vari punti di queste zone.

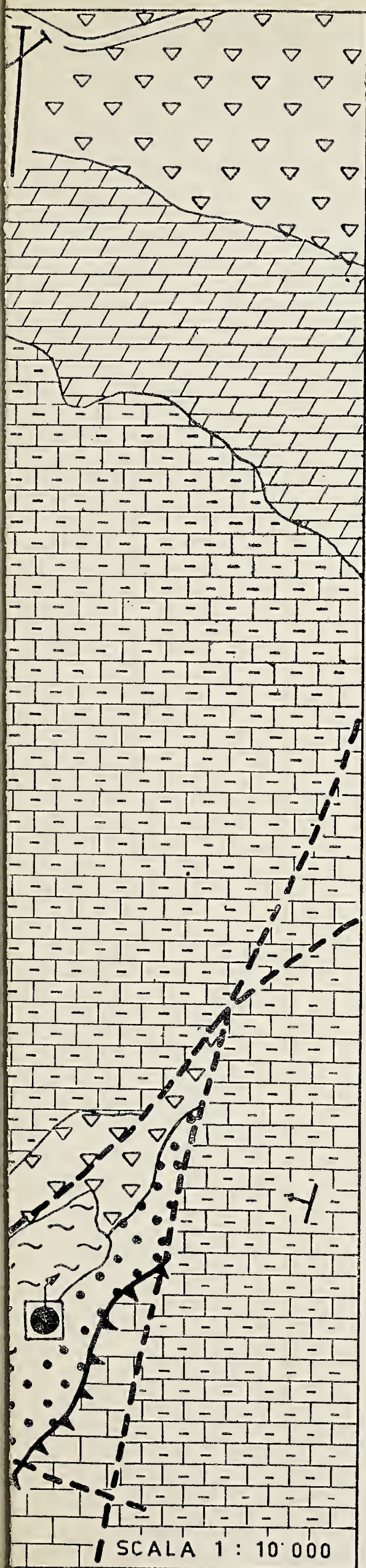
Zona di Volturara — A Sud di Volturara Irpina (Tav. I) esiste una valletta che si estende dapprima in direzione E-W lungo le pendici meridionali del M. Costa, e quindi, deviando verso nord, si allarga tra

il Toppo Devola, il M. Faggeto e Volturara restando separata da questo paese da una piccola altura su cui sorge un Santuario dedicato a S. Michele.

In destra e nell'alveo del torrente che scorre tra quest'ultima altura e il M. Costa si osserva una serie arenaceo-conglomeratica trasgressiva e pressocchè concordante sui calcari giurassici. Si tratta di grosse bancate di conglomerati poligenici ad elementi arrotondati di diametro alquanto uniforme intorno ai 20 cm., costituiti prevalentemente da calcari mesozoici ma anche da tipi litologici provenienti dalle serie arenacee e dal complesso caotico già descritto: si notano, infatti, calcari marnosi avana e verdi, frammenti di selce, brecciole a microfossili paleogenici, arenarie e marne, nè mancano i ciottoli di rocce cristalline. Ai banchi conglomeratici si alternano brecciole quarzose a matrice arenacea (del tutto analoga a quella dei conglomerati stessi), scisti arenacei composti prevalentemente di granuli di quarzo poco cementati, arenarie a matrice calcarenitica.

Risalendo la serie testè descritta, le cui caratteristiche sono molto simili a quelle delle Arenarie di S. Mango, si procede verso Sud sino a giungere in Loc. Piano delle Noci, ove, dalla serie clastica, si passa bruscamente ad argille varicolori scagliose. Non sembra probabile che tale passaggio sia di tipo stratigrafico, manifestandosi in spazio ristrettissimo e senza alcun termine di transizione. Le argille scagliose, con i consueti colori verde e vinato, riempiono il fondovalle ed affiorano sotto la copertura piroclastica sino in Loc. Acquameroli, dove sono in contatto con i calcari mesozoici delle propaggini settentrionali del Terminio: tale contatto, che dà origine alle sorgenti ivi sgorganti, avviene per faglia inversa con direzione approssimativa E-W e vergenza a Nord. L'inclinazione del piano di faglia è alquanto varia, ma raggiunge i 60° rispetto all'orizzontale. Tale faglia appare interrotta da fratture pseudortogonali e scompare sotto il piroclastico in Loc. Pioppeto, per riapparire all'incirca verticale più a W (Tav. II) [12 - 21].

In modo analogo, a Sud dell'altura del Santuario di S. Michele, un'altra faglia inversa, col piano molto più inclinato di quella suddescritta e con milonite argillosa chiaramente visibile (fig. 2), mette in contatto le argille varicolori con i calcari giurassici. La vergenza, questa volta, è a Sud (Tav. III Sez. A-A). Da notare che le placche milonitiche che tappezzano in vari punti gli specchi di faglia dimostrano chiaramente che anche il complesso conglomeratico è implicato nel fenomeno: ciò ci da, dunque, anche un'idea dell'epoca in cui i moti di


SCALA 1 : 10 000



SCHIZZO GEOLOGICO DELLA ZONA DI VOLTURARA IRPINA

Recente	Detrito di falda spesso misto a materiali piroclastici sciolti e rimaneggiati.
Pleistocene	Materiali piroclastici: tufi gialli pomicei, pozzolane, materiale cineritico. Tale formazione si presenta a tratti unificata.
Miocene sup. (?)	Conglomerati poligenici a matrice arenaceo-quarzosa, alternati ad arenarie quarzose giallastre.
Paleogene (?)	Argille varicolori scagliose, con frazione lapidea calcarea, arenacea e marnosa, con brecciole a macroforaminiferi rimaneggiati.
Cretaceo sup.	Calcari detritici biomostrali avana o bianchi con Rudiste ed Actaeonellidi.
Cretaceo medio-inf.	Calcari avana a grana fine, calcari dolomitici con Diceratidi (*Requienia*) e Nerineidi. Calcari detritici grigi con *Orbitolina* sp.
Giura (Dogger e Malm)	Calcari detritici nocciola, calcari dolomitici con *Clypeina jurassica* e turricolati: calcari oolitici e pseudoolitici con *Cladocoropsis mirabilis*.
Lias	Calcari oolitici bianchi, calcari pseudoolitici e detritici avana con *Palaeodasycladus mediterraneus* ed *Orbitopsella praecursor*.

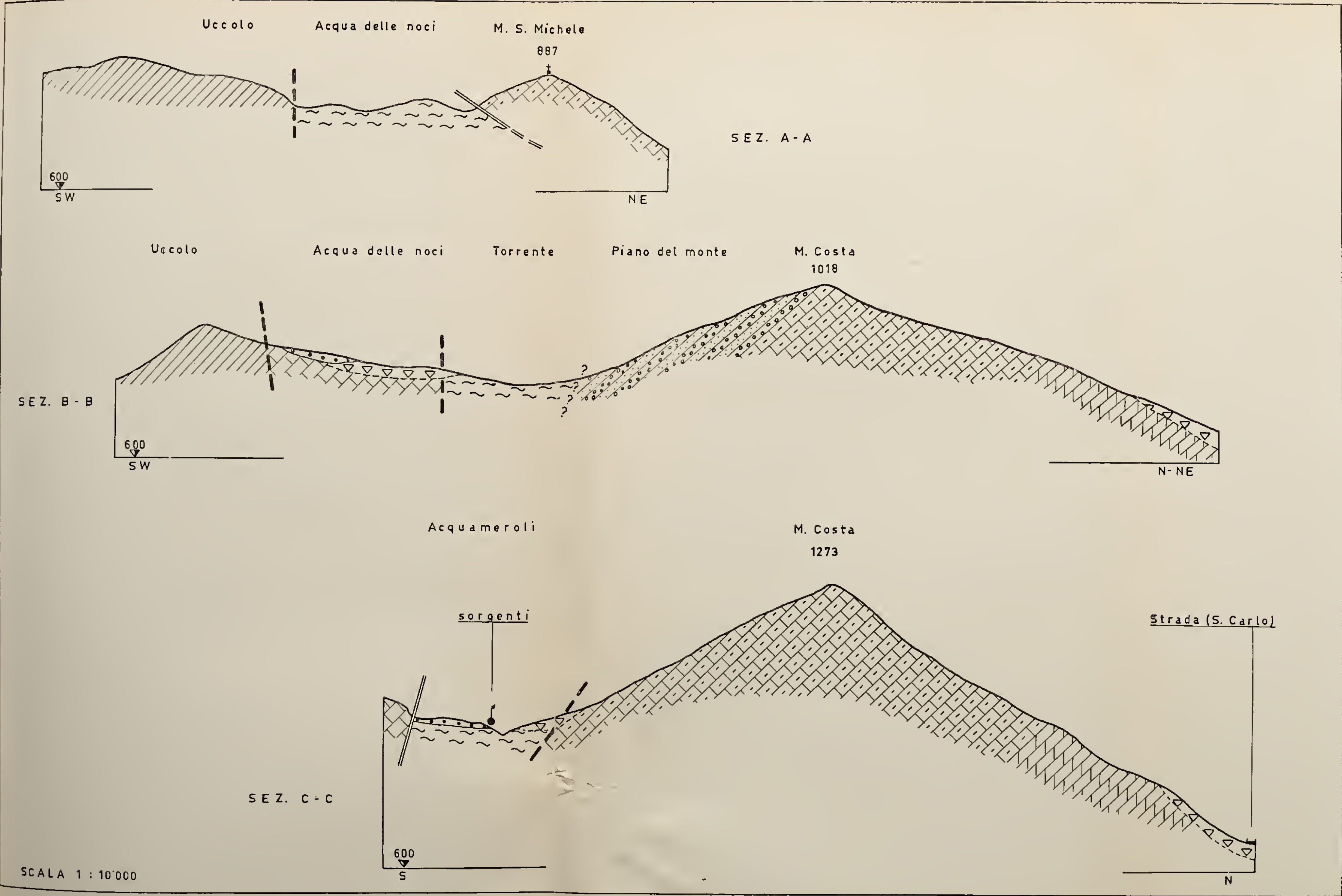
Faglie normali.

Faglie inverse, tratteggiate se probabili.

Direzione ed immersione degli strati.

Sorgenti. Sorgenti captate.

A — A Tracce di sezione.



SEZIONI GEOLOGICHE DELLA ZONA DI VOLTURARA IRPINA

Recente	Detrito di falda.
Pleistocene	Materiali piroclastici: tufi gialli pomicei, pozzolane, materiale cineritico.
Miocene sup. (?)	Conglomerati poligenici a matrice arenaceo-quarzosa, alternati ad arenarie quarzose giallastre.
Paleogene (?)	Argille varicolori scagliose, con frazione lapidea calcarea, arenacea e marnosa, con brecciole a macroforaminiferi rimaneggiati.
Cretaceo sup.	Calcari detritici biomostromali avana e bianchi con Rudiste ed Actaeonellidi.
Cretaceo medio-inf.	Calcari avana a grana fine, calcari dolomitici, con Diceratidi (*Requienia*) e Nerineidi. Calcari detritici grigi con *Orbitolina* sp.
Giura (Dogger e Malm)	Calcari detritici nocciola, calcari dolomitici con *Clypeina jurassica* e turricolati; calcari oolitici e pseudoolitici con *Cladocoropsis mirabilis*.
Lias	Calcari pseudoolitici e detritici avana con *Palaeodasycladus mediterraneus* ed *Orbitopsella praecursor*.

Limiti litologici, probabili se tratteggiati.

??? Contatti incerti.

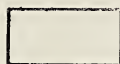
Sorgenti.

Faglie normali.

Faglie inverse, probabili se tratteggiato.

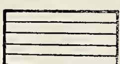
IZZO GEOLOGICO DELLA ZONA DI MONTEMARANO - CASSANO IRPINO

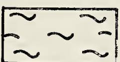



Detrito di falda, spesso misto a materiali piroclastici rimaneggiati.


Materiali piroclastici: tufi gialli pomicei, pomici minute, pozzolane, materiali cineritici.


Arenarie quarzoso-micacee poco coerenti, con lenti o potenti banchi di conglomerato poligenico a matrice calcarenitica (Arenarie di S. Mango).


Arenarie giallastre e grige, spesso evidentemente gradate, con livelli calcarenitici e siltitici e ciottoli cristallini (Arenarie di Chiusano S. Domenico).


Argille varicolori scagliose, con frazione lapidea eterogenea e giacitura caotica.


Calcari pseudosaccaroidi bianchi, brecce poligeniche a matrice calcarea, brecce intraformazionali a cemento marnoso blù; calcari a grana fine e detritici avana, a Rudiste.


Faglie normali.


Faglie inverse, tratteggiate se probabili.

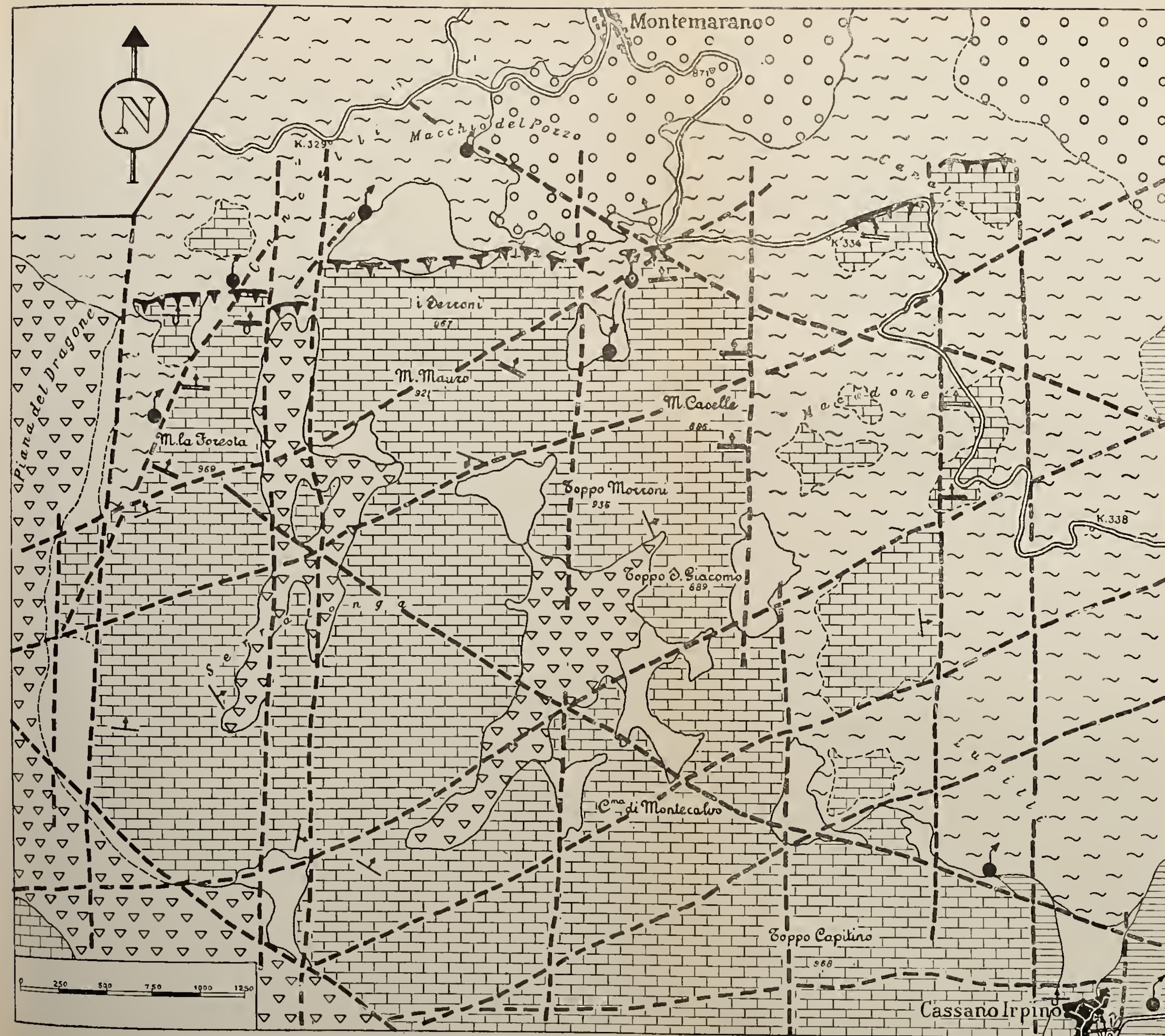

Strati poco inclinati; strati molto inclinati.


Strati rovesciati; strati subverticali, tendenti al rovesciamento.


Sorgenti.


Limiti litologici.


Limiti probabili.



SCHIZZO GEOLOGICO DELLA ZONA DI MONTEMARANO - CASSANO IRPINO

Recente		Detrito di falda, spesso misto a materiali piroclastici rimaneggiati.
Pleistocene		Materiali piroclastici: tufi gialli pomicei, pomici minute, pozzolane, materiali cineritici.
Miocene sup. (?)		Arenarie quarzoso-minacee poco coerenti, con lenti o potenti banchi di conglomerato poligenico a matrice calcarenitica (Arenarie di S. Mango).
Miocene inf.-medio (?)		Arenarie giallastre e grige, spesso evidentemente gradate, con livelli calcarenitici e siltitici e ciottoli cristallini (Arenarie di Chiusano S. Domenico).
Oligocene (?)		Argille varicolori scagliose, con frazione lapidea eterogenea e giacitura caotica.
Cretaceo sup.		Calcari pseudosaccaroidi bianchi, brecce poligeniche a matrice calcarea, brecce intraformazionali a cemento marnoso blù; calcari a grana fine e detritici avana, a Rudiste.
		Faglie normali.
		Faglie inverse, tratteggiate se probabili.
		Strati poco inclinati; strati molto inclinati.
		Strati rovesciati; strati subverticali, tendenti al rovesciamento.
		Sorgenti.
		Limiti litologici.
		Limiti probabili.

compressione ebbero luogo. Tale epoca risale, probabilmente, alla fine del Miocene.

La situazione testè descritta è interpretabile nella seguente maniera.

In vari punti del Massiccio del Terminio s. l. si riscontrano indizi degli effetti di spinte tangenziali vergenti a N. Nel cuore del Massiccio

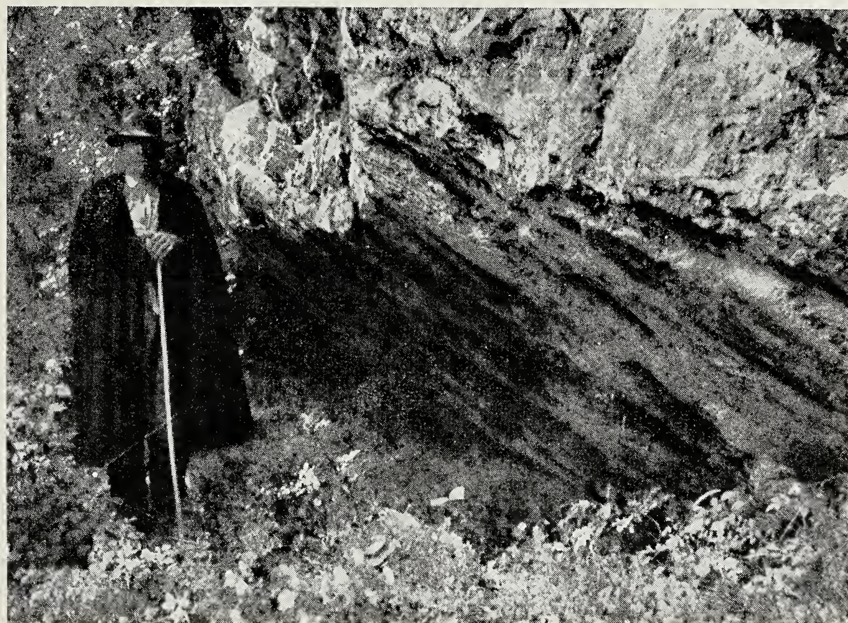


Fig. 2. — Liscione di faglia inversa nella zona di contatto tettonico tra calcari giurassici ed argille varicolori scagliose. Zona di Volturara Irpina, lato Sud dell'altura del Santuario di S. Michele.

rigido, tali indizi si riducono a faglie con direzione E-W e piano subverticale. Al contrario, ai margini settentrionali dell'unità rigida, dove la resistenza era minore e dove placche flyschioidi, impigliate tettonicamente, facevano da lubrificante, gli effetti delle spinte tangenziali sono più evidenti e marcati: è questo il caso delle faglie inverse di Loc. Acquameroli. La presenza di un'altra faglia inversa sotto l'altura del Santuario di S. Michele (Tav. II), con direzione E - W, ma con vergenza opposta o quasi a quella di Acquameroli, non è di facile interpretazione: si avanza, per ora, l'ipotesi di uno « sbloccamento » dell'altura stessa in corrispondenza di vecchie fratture preesistenti alla epoca in cui si sono verificate le spinte compressive.

Zona di Montemarano-Cassano Irpino — Comprende le alture che sorgono poco a Sud di Montemarano (M. La Foresta, I Serroni, M. Caselle, Toppo S. Giacomo, ecc.), tra il Piano del Dragone e la Valle del Calore, sino all'altezza di Cassano Irpino.

Questo gruppo di alture costituisce un elemento che apparė un pò isolato rispetto al Massiccio vero e proprio, ed è composto da calcari riferibili al Cretaceo superiore (calcari avana a Rudiste, calcari pseudo-saccaroidi, ecc.). A Nord ed a oriente delle alture compaiono terreni flyschioidi terziari, in prevalenza argille scagliose varicolori ed arenarie quarzoso micacee. Gli strati calcarei, generalmente spessi da 30 a 50 cm., hanno una direzione prevalente Est-Ovest ed immergono a Nord. Procedendo verso settentrione si nota un progressivo raddrizzamento degli strati calcarei (M. La Foresta, M. Caselle) sino a giungere alla fronte settentrionale delle alture, dove si osserva il contatto tettonico tra calcari ed argille scagliose. Tale contatto avviene per faglia inversa: il piano delle faglie, inclinato di circa 60° rispetto all'orizzontale, ha direzione Est-Ovest e vergenza a Nord. In Loc. Cancelli, oltre a liscioni ben esposti (fig. 3), si nota in alcuni punti il parziale rovesciamento degli strati calcarei, mentre la circostante regione è sparsa di blocchi di svariata grandezza avanzati rispetto alle faglie. Il contatto tettonico è meno evidente ai Serroni, mentre abbastanza chiara è la situazione a Nord di M. Caselle.

Un'altra faglia ad andamento Est-Ovest limita il gruppo a Sud. Essa è poco evidente nei calcari ma diventa ben distinguibile a settentrione dell'altura su cui sorge Cassano. Anche qui si assiste ad un progressivo rovesciamento degli strati verso Nord al contatto tettonico con argille scagliose.

Appare probabile che le spinte tangeziali che hanno generato tali fenomeni abbiano agito su di un blocco calcareo già fratturato da faglie con direzione meridiana. Ciò sembra provato dalla stessa morfologia delle alture calcaree, alle quali le faglie hanno dato una forma allungata da Sud a Nord. Inoltre, come si rileva dalla rappresentazione planimetrica (Tav. III), il fronte delle faglie inverse appare discontinuo con rientranze e sporgenze in corrispondenza dei punti di intersezione di esso con le faglie meridiane.

Su questi due sistemi di faglie ortogonali, che si considerano primari, si è sovrapposto un più recente sistema di faglie con direzione appenninica e tirrenica corrispondente all'ultima tettonica di probabile tipo epirogenetico. Tali faglie hanno contribuito a mascherare i con-



Fig. 3. — Liscione di faglia inversa tra calcari cretacei ed argille varicolori scagliose. Zona di Montemarano-Cassano Irpino, Loc. Cancelli.

tatti tettonici preesistenti ed hanno in parte ripreso le vecchie faglie, generando nuovi rigetti (Val Calore, margine orientale del Piano del Dragone).

4. Conclusioni.

Nel Massiccio del Terminio-Tuoro è stata individuata una serie calcareo-dolomitica che va dal Lias (Cenozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* [33]) sino al Cretaceo superiore (Calcari pseudosaccaroidi bianchi).

Sono state, inoltre, descritte alcune formazioni flyschioidi terziarie,

due delle quali prevalentemente arenacee che vengono distinte con i nomi di « Arenarie di Chiusano S. Domenico » e « Arenarie di S. Mango sul Calore ». Una terza formazione, prevalentemente argillosa, è composta da « argille scagliose » inglobanti una frazione lapidea eterogenea ed esotici di varia grandezza; tali argille, sicuramente terziarie (Oligocene? auct.), hanno in genere giacitura caotica.

Oggetto di studio approfondito è la tettonica del Massiccio, di cui sono state descritte alcune particolari situazioni; questo studio ha rivelato palesi indizi di una tettonica con effetti di compressione che ha generato accavallamenti e locali sovrascorrimenti di elementi rigidi mesozoici su terreni più plastici terziari.

I risultati sin qui ottenuti sono ancora relativamente esigui, come esigue sono in realtà le zone di cui si è descritta la tettonica: i fenomeni descritti esemplificano, però, completamente, quelli che sembrano essere i lineamenti tettonici dell'intero Massiccio del Terminio-Tuoro.

Quanto si è esposto in questa nota si accorda, inoltre, con le scoperte che nel campo della tettonica sono state fatte da altri Autori [22 - 23] nei Picentini meridionali ed in altri gruppi montuosi dell'Appennino Campano [12 - 29], scoperte che sembrano confermate dal recente sondaggio profondo dell'AGIP presso Contursi [17].

I molti problemi rimasti insoluti e riguardanti la Geologia del Terminio-Tuoro sono tuttora oggetto di studio. Nella zona si stanno compiendo studi a carattere applicativo che usufruiranno probabilmente di sondaggi geofisici e geognostici con l'ausilio dei quali si spera di poter ampliare le conoscenze già acquisite dal rilevamento di superficie.

RIASSUNTO

Nel corso di rilevamento eseguito a scopo di ricerca idrogeologica nella parte settentrionale dei Monti Picentini, l'autore ha raccolto una serie di dati relativi alla esistenza di una fase tettonica di compressione nel Massiccio del Terminio-Tuoro.

In questa nota si descrivono, in via preliminare, le situazioni osservate e si trattano, inoltre, brevemente, le caratteristiche litopaleontologiche delle formazioni rilevate ed i loro probabili rapporti di giacitura.

SUMMARY

Doing a survey for hydrogeological research in the north side of Picentini Mountains, the writer collected a number of data relative to existence of a tectonic phase of compression into the Terminio-Tuoro's Massif.

In this write the remarked situations are preliminarily described and the lithopaleontologic features of the surveied formations and their probable relations are also shortly discussed.

The reproduction of the Summary, mentioning author and periodical, is authorized.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

[1] Anelli M., *Sulla presenza di falde di ricoprimento nell'Italia Meridionale*, in Atti Soc. Nat. e Mat., Modena, 1939.

[2] Ardigò G., *Osservazioni geologiche sulle alte valli del Calore e dell'Ofanto* (*Appennino Meridionale*), in Boll. Serv. Geol. d'It., Vol. 79, Roma, 1957.

[3] Ardigò G., *Osservazioni geologiche sull'alta valle del Tusciano e sulla media valle del Sele. Considerazioni generali sull'evoluzione geologica dei Monti Picentini* (*Appennino Meridionale*), in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 77, Roma, 1958.

[4] Ardigò G.,, *Alcune osservazioni sulla lacuna liassica nei Monti Picentini* (*Appennino Meridionale*), in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 83, Roma, 1964.

[5] Ardigò G., *Nuove vedute su alcuni problemi sedimentologici, morfologici e strutturali dell'Appennino Meridionale, con particolare riguardo al gruppo dei Monti Picentini* (*Campania*), in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 83, Roma, 1964.

[6] Associazione Internazionale degli Idrogeologi, *Guida all'escursione nella regione dei M. Picentini*, Roma, 1961.

[7] Beneo E., *Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare ed insulare*, in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 68, Roma, 1949.

[8] Catenacci E., De Castro P., Sgrosso I., *Complessi guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella parte orientale del Massiccio del Matese*, in Mem. Soc. Geol. d'It., Vol., 4, Roma, 1962.

[9] Civita M., *Osservazioni geologiche nei monti di Maratea* (*Lucania Meridionale*), in Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Vol. 9, Napoli, 1963-64.

[10] Costa O. G., *Note geologiche e pleontologiche sui Monti Picentini nel Principato Citeriore*, in Atti Ist. d'Incoraggiamento, s. II, Vol. 1, Napoli, 1864.

[11] Costa O. G., *Note geologiche e paleontologiche sul Terminio o Montagnone di Serino*, in Atti Ist. d'Incoraggiamento, s. II, Vol. 1, Napoli, 1865.

[12] D'Argenio B., *Lineamenti tettonici del gruppo del Taburno-Camposauro* (*Appennino Campano*), in Atti Acc. Pontaniana - Nuova serie - Vol. 13, Napoli, 1963.

[13] De Castro P., *Il Giura-Lias nei Monti Lattari e nei rilievi ad Ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro*, in Boll. Soc. Naturalisti, Vol. 71. Napoli, 1962.

[14] De Castro P., *Nuove osservazioni sul livello ad Orbitoline in Campania* (*Nota preliminare*), in Boll. Soc. Naturalisti, Vol. 71. Napoli, 1962.

[15] De Lorenzo G., *Geologia dell'Italia Meridionale*, E.P.S.A., Napoli, 1937.

[16] Dessau G., *Contributo alla geologia della zona di Ariano Irpino* (*Provincia di Avellino*), in Boll. Serv. Geol. d'It., Vol. 74, Roma, 1953.

[17] Dondi L., Papetti I., *Sul ritrovamento di una microfacies a* Miogypsina *e* Lepidocyclina *al fondo del Pozzo Contursi 1* (*m. 3478*) *nel Cilento*, in Geologica Romana, Vol. IV, Roma, 1965.

[18] Galdieri A., *Osservazioni geologiche sui Monti Picentini nel Salernitano* (*Nota Preliminare*). in Rend. Acc. Lincei, cl. Sc. Fis., s. V. Vol. 16, Roma, 1907.

[19] Grandjaquet C., *Scheme structural de l'Appennin campano-lucanien* (*Italie*), in Revue de Geog. Phys. et de Geol. Dyn., (2), fasc. V, n. 3, Paris (1962), 1963.

[20] Grzybowski J., *Contributo agli studi della struttura geologica della Italia Meridionale*, in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 40, Roma, 1921.

[21] Guzzetta G., *Osservazioni geologiche su alcune zone dell'Avellinese e del Salernitano*, in Boll. Serv. Geol. d'It., Vol. 85 (in corso di stampa).

[22] Ietto A., *I rapporti tettonici tra 'scisti silicei' e dolomia nei dintorni di Giffoni Valle Piana* (*Salerno*), in Mem. Soc. Geol. d'It., Vol. IV, Roma, 1963.

[23] Ietto A., *Nuovi aspetti della tettonica nella serie calcareo-dolomitica mesozoica nel salernitano*, in Boll. Soc. Naturalisti, Vol. 72, Napoli, 1963.

[24] Ippolito F., Lucini P., *Il flysch nell'Appennino Meridionale*, in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 75, Roma, 1965.

[25] Lucini P., *Studio geologico per lo sbarramento del T. Fiumarella nell'Alta Irpinia* (*Campania*), in Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Vol. 9, Napoli, 1963.

[26] Manfredini M., *Osservazioni geologiche sul bordo interno della Depressione molisano-sannitica* (*Italia Meridionale*), in Mem. Soc. Geol. d'It., Vol. 4, Bologna, 1963.

[27] Nicotera P., *Rilevamento ed indagini geologiche per la captazione delle sorgenti di Sorbo Serpico* (*Avellino*), in Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Vol. 7, Napoli, 1959.

[28] Pescatore T., *Rapporti tra depressione molisano-sannitica e Appennino calcareo*, in Boll. Soc. Naturalisti, Vol. 72, Napoli, 1963.

[29] Pescatore T., *La facies di transizione nel gruppo di Monte Marzano*, in Boll. Soc. Naturalisti (in corso di stampa).

[30] Sacco F., *L'Appennino Meridionale*, in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 29, Roma, 1910.

[31] Sacco F., *Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino*, in Rend. Acc. Lincei, cl. Sc. Fis., s. VI, Vol. 25, Roma, 1935.

[32] Sacco F., *La geotettonica dell'Appennino Meridionale*, in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 31, Roma, 1912.

[33] Sartoni S., Crescenti U., *La zona a* Palaeodasycladus mediterraneus (Pia) *nel Lias dell'Appennino Meridionale*, in Giorn. di Geol., s. II, Vol. 27 (1956-57), Bologna, 1959.

[34] Sartoni S., Crescenti U., *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale*, in Giorn. di Geol., s. II, Vol. 29, Bologna, 1962.

[35] Scandone P., Sgrosso I., *Considerazioni su una presunta lacuna liassica nei Monti Picentini* (*Salerno*), in Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. della Soc. Naz. di Sc. Lett. ed Arti in Napoli, s. IV, Vol. 29, Napoli, 1962.

[36] Scandone P., Sgrosso I., *Stratigrafia del Mesozoico nel gruppo dell'Accellica* (*M. Picentini*), in Mem. Soc. Geol. d'It., Vol. IV, Roma, 1963

[37] Scarsella F., *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino Centro-Meridionale*, in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 75, f. III, Roma, 1957.

[38] Selli R., *Il Paleogene nel quadro della Geologia dell'Italia Meridionale*, in Mem. Soc. Geol. d'It., Vol. III, Roma, 1960.

[39] Servizio Geologico d'Italia, *Carta Geologica d'Italia Scala 1:100.000 - F. 185 (Salerno), F. 174 (Ariano Irpino)*.

[40] Sgrosso I., *Calcari a* Cladocoropsis: *orizzonte guida del Malm dello Appennino Meridionale*, in Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. della Soc. Naz. di Sc. Lett. ed Arti in Napoli, s. IV, Vol. 29, Napoli, 1962.

[41] Sgrosso I., *Il Lias ed il Giura nei Monti Mai - Tav. 185 II NE (Solofra)*, in Mem. Soc. Geol. d'It., Vol. IV, Roma, 1962.

[42] Signorini R., *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*, in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 75, Roma, 1956.

[43] Zanzucchi G., *Nota preliminare sui sedimenti miocenici nelle alte valli dell'Ofanto e del Sele*, in Boll. Serv. Geol. d'It., Vol. 80, Roma, 1959.

[44] Zuber S., *Nota preliminare sulla presenza del Flysch cretaceo in Irpinia*, in Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. 58, Roma, 1939.

Napoli, Istituto di Geologia Applicata - Facoltà di Ingegneria

Gruppo di ricerca per la Geologia Applicata del C.N.R. - gennaio 1966.

Sulla presenza di sostanze pteriniche nella pelle di rana durante la metamorfosi

Nota del socio ANGIOLO PIERANTONI

(Tornata del 28 gennaio 1966)

È noto che le sostanze pteriniche sono largamente diffuse negli organismi animali. Nei pesci, negli anfibi, nei rettili sono state segnalate, presenti nella pelle, varie pterine, che si separano agevolmente con la tecnica della cromatografia su carta [1-2-3-4-5-10]. Per quanto riguarda gli anfibi in particolare vanno ricordati i recenti lavori di Bagnara e Obika [6, 7] in cui comparativamente vengono poste a raffronto le pterine che si evidenziano con la cromatografia unidimensionale in varie specie di urodeli e di anuri.

Non meno di quattro macchie fluorescenti, che corrispondono ad altrettante sostanze o gruppi di sostanze fluorescenti, si riescono a separare dagli estratti della pelle di tali animali. Ma in non poche specie, sia di anuri che di urodeli, il numero delle macchie fluorescenti risulta notevolmente elevato, sino ad una diecina.

Circa l'identificazione chimica di tali sostanze fluorescenti, che generalmente si ritiene siano in gran parte, se non tutte, di natura pterinica, si può affermare con sufficiente grado di attendibilità, che una delle macchie, che sviluppa una caratteristica ed intensa fluorescenza viola, corrisponde alla isoxantopterina.

Bagnara e Obika [7] elencano inoltre le seguenti sostanze a nucleo pterinico come presenti nella pelle degli Anfibi: una sepiapterina, un ranacromo 3 (2-amino-4-idrossi-6-metossipteridina), un bufocromo (2-amino-6-1′,2′,3′-triidrossipropilpteridina), la xantopterina, tre drosopterine e una biopterina.

Scopo delle mie ricerche è stato quello di seguire la comparsa delle varie pterine della pelle della comune rana (*Rana esculenta* L.)

durante la metamorfosi a partire dalle prime forme larvali (dallo stadio 18 di Witchi) sino alla piccola rana, a fine della metamorfosi (stadio 33).

Parte sperimentale

La ricerca delle pterine è stata espletata con la tecnica della cromatografia su carta. In qualche caso si è adottato il criterio della cromatografia bidimensionale.

Il solvente adoperato è stato di solito la miscela N-propanolo ammoniaca 1% nelle proporzioni 2:1. È stato anche impiegato un altro solvente: N-butanolo-ac. acetico-acqua (4 : 2 : 5).

I cromatogrammi sono stati allestiti secondo due criteri:

a) o schiacciando direttamente sulla carta piccoli frammenti di pelle prelevati da varie regioni del corpo;

b) oppure concentrando sulla carta qualche goccia di omogenato di pelle in soluzione alcalina (a pH 8), sia a caldo (intorno a 80 C per 1 ora) che a freddo (a 2-3 C per 12 ore).

Osservazioni

Dagli estratti alcalini a freddo di pezzetti di pelle, prelevati sul dorso di rane adulte catturate in natura, si separano costantemente per cromatografia su carta, quattro macchie fluorescenti, che corrispondono alle sostanze (o gruppi di sostanze) già indicate da Liaci [10] con i simboli α, β, γ, δ. La posizione relativa sui cromatogrammi di tali quattro macchie, e le caratteristiche della fluorescenza da esse sviluppate, sono indicate dall'A. nel seguente specchietto:

Rf corr. e n-prop. NH_3		Fluorescenza	Fotolabilità
Rf	0,16	Blù verde	Nulla
Rf	0,22	Blù porpora	Nulla
Rf	0,36	Blù cielo	Positiva
Rf	0,48	Blù	Accentuata

Quando si eseguono estratti a caldo, e si opera nelle medesime condizioni di cui sopra, compare anche una quinta macchia (Z) a fluorescenza giallastra, meno intensa e assai meno decisa delle altre, che viene a localizzarsi, sul cromatogramma, tra le macchie β e γ con

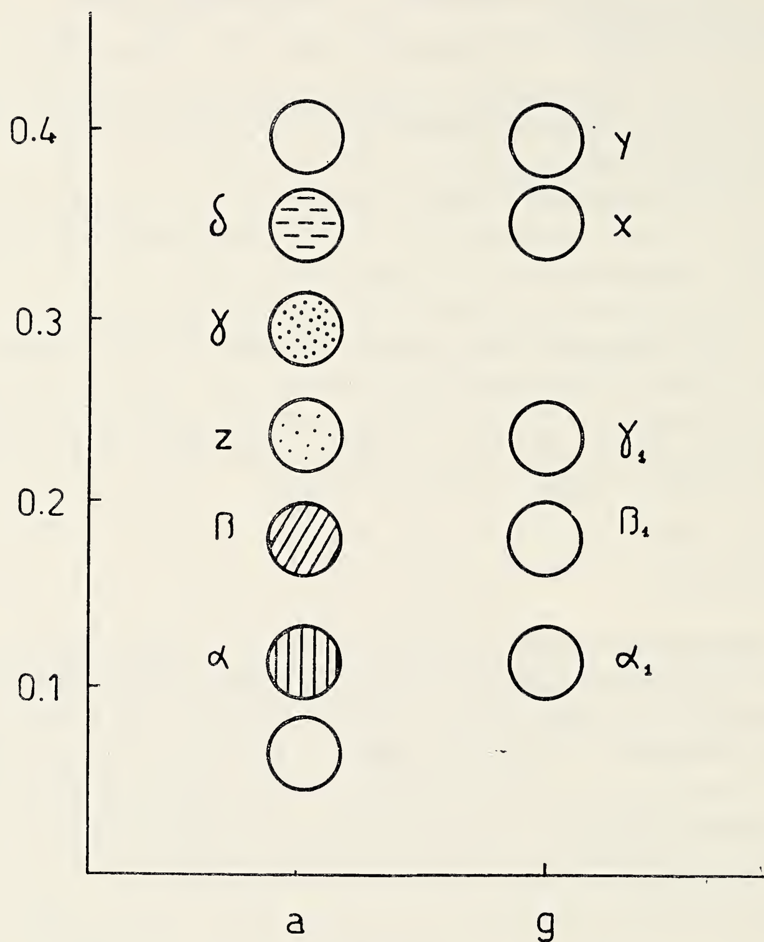


Fig. 1.

Rf intorno a 0,24. Nelle larve il « pattern » cromatografico si presenta non costante nel corso dello sviluppo, nel senso che sembra potersi affermare, che prima a comparire (presso a poco allo stadio 18), sia una sostanza che corrisponde ad una macchia β′ a fluorescenza azzurro-viola. Tale macchia β′ la si riscontrerà poi costantemente in tutti gli stadi successivi (v. fig. 1, g).

Nello stesso stadio larvale si osserva talora, meno decisa, una macchia a fluorescenza giallastra in posizione simile a quella della macchia γ dell'adulto.

È soltanto negli utimi stadi della vita larvale (stadio 31) quando il girino raggiunge una lunghezza di quattro centimetri, che il « pattern » cromatografico acquista caratteri definitivi che si possono così assumere:

1) tre macchie α', β, γ' che per la loro posizione e per il colore della fluorescenza si possono ritenere esattamente corrispondenti alle α, β e Z dell'adulto (quest'ultima come abbiamo detto evidente dopo estrazione a caldo);

2) due macchie che indichiamo coi simboli x ed y per le quali risulta incerto stabilire una corrispondenza con l'adulto.

TABELLA I.

Cromatogramma corrispondente a larva avanzata (st. 31)

Materiale	Valore Rf (approssimato)	Colore di fluorescenza
α_1	0,11	azzurro-verde
β_1	0,19	porpora
γ_1	0,24	giallino
x	0,35	giallino
y	0,40	azzurrino

TABELLA II.

Cromatogramma dell'adulto

Materiale	Valore Rf (approssimato)	Colore di fluorescenza
α	0,11	azzurro-verde
β	0,19	porpora
z	0,25	giallastra
γ	0,30	azzurro
δ	0,37	azzurro

Nello schema della figura 1 sono posti a raffronto il « pattern » cromatografico della larva prossima alla metamorfosi, e quella dello adulto. La posizione ed i caratteri della fluorescenza delle macchie sul cromatogramma della pelle della larva avanzata sono raccolte nella tabella I; nella tabella II sono indicate le macchie corrispondenti alla rana adulta.

Conclusione

Appare attendibile la sovrapponibilità della macchia β dell'adulto alla macchia β' dei girini e la identificazione della corrispondente sostanza fluorescenza con la isoxantopterina: ciò in base ai caratteri della fluorescenza ed allo spettro di assorbimento che coincidono con i dati riportati da altri autori che hanno lavorato sugli anfibi [5-7-8]. È noto che tale pteridina è stata identificata anche nell'organismo della drosofila, sia negli occhi che, particolarmente, nel testicolo [8-9].

È probabile che le sostanze che abbiamo indicato con i simboli α e α', rispettivamente nell'adulto e nella larva avanzata debbano identificarsi con la 2-amino-4-idrossi-6-carbossilpterina (cfr. Liaci, 10).

Alcuni autori (cfr. Bagnara e Obika, 7) segnalano la presenza di una sepiapterina nella pelle degli anfibi. È una questione sulla quale, allo stato attuale delle nostre indagini, per quanto riguarda la Rana esculenta, non possiamo pronunciarsi. In effetti ci è capitato di riscontrare talora su cromatogrammi di larve piuttosto avanzate (st. 28-29) una macchia poco più in alto della y che sembrava richiamare la sepiapterina.

Ulteriori indagini sono necessarie per chiarire la natura delle sostanze che corrispondono alle macchie riscontrate sui cromatogrammi della pelle della larva avanzata e che provvisoriamente abbiamo indicato con i simboli x e y.

La questione è tanto più interessante in quanto sono proprio queste ultime macchie che fanno differire i cromatogrammi corrispondenti alla pelle della larva avanzata da quelli dell'adulto.

Ringrazio il perito chimico M. D'Urso per la collaborazione e la valida assistenza nel corso della presente ricerca.

Istituto di Biologia generale e Genetica dell'Università di Napoli.

BIBLIOGRAFIA

[1] Hama T., Experientia, **9**, 299-300, 1953.

[2] Hama T., Nature, **187**, 326-327, 1960.

[3] Mori Y., Matsumoto J., Hama T., Zeitschrift f. vgl. Physiol, **43**, 531, 1960.

[4] Matsumoto J., Kajshima T., Hama T., Genetics, **45**, 1177, 1960.

[5] Dupont A., Naturw., **11**, 267-268, 1958.

[6] Obika M. e Bagnara J. T. Science, **143**, 485, 1964.

[7] Bagnara J. T. e Obika M. Comp. Biochem. Physiol., **15**, 33, 1965.

[8] Forrest A. S., Mitchell H. K. *The pteridina of Drosophila melanogaster ecc.* London, 1964.

[9] De Lerma B. e De Vincentiis M. *Identificazione chimica e valutazione biologica ecc.* Boll. Zool. XXII, fasc. I (1955).

[10] Liaci L. *Intorno alla natura pteridinica ecc.* Rass. Med. Sperim., anno XI, 1964, fasc. 6.

Sulla posizione stratigrafica e l'età dei livelli a Daonella e ad Halobia in Lucania (*)

Nota del socio PAOLO SCANDONE e della dott. PAOLA DE CAPOA (1)

(Tornata del 25 febbraio 1966)

Premessa e cenni storici.

La serie calcareo-silico-marnosa è composta dall'alto in basso da:

d) flysch galestrino;

c) scisti silicei;

b) calcari con liste e noduli di selce;

a) formazione di M. Facito (Scandone 1966) = « marnoscisti ad *Halobia* » (Scandone 1964) e scogliere a *Diplopora* e *Teutloporella*.

Nella formazione di M. Facito e nei calcari con selce sono presenti numerose Daonelle ed Halobie.

Le prime Halobie furono rinvenute dal De Lorenzo (1892) nei calcari con selce del Burrone Cararuncedde presso Lagonegro; successivamente lo stesso A. segnalò e descrisse altre località fossilifere ad *Halobia* nei calcari con selce e nelle scogliere dei dintorni di Lagonegro (De Lorenzo 1893, 1894, 1895, 1896).

Nello stesso tempo Baldacci e Viola (1894) estesero i ritrovamenti di Halobie dal Lagonegrese a gran parte della Lucania.

Le Halobie dei calcari con selce provenivano però tutte dalla parte alta di questa formazione, giacchè le ricerche nella parte inferiore erano risultate infruttuose; cosicchè lo stesso De Lorenzo (1894) am-

---

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C. N. R.

(1) La parte geologica di questa nota è stata svolta da P. Scandone. Le determinazioni paleontologiche sono state effettuate da P. de Capoa, che ha in preparazione un lavoro monografico sulle Daonelle ed Halobie della Lucania; in questo lavoro sono perciò raffigurate solo le specie più rappresentative dei vari livelli, accompagnate da una breve descrizione degli esemplari fotografati.

mise la possibilità che la parte più profonda dei calcari selciferi potesse appartenere a piani più bassi del « gruppo ladinico » di Bittner.

Per molti anni ai ricercatori successivi non fu possibile ritrovare le località fossilifere di De Lorenzo e di Baldacci e Viola, finchè Ricchetti (1961) e Luperto (1964) nella regione tra Pignola ed Abriola, e Scandone nel Lagonegrese in un primo tempo (1961), e in gran parte della Lucania successivamente (1963), segnalarono ritrovamenti di Halobie delle quali precisarono la posizione stratigrafica nella serie dei calcari con selce, riconoscendo che si trattava non di « nidi » localizzati, ma piuttosto di *livelli* fossiliferi aventi notevole estensione areale.

Successivamente Scandone (1964, 1966) segnalò la presenza di Daonelle nella formazione di M. Facito.

Allo stato attuale delle conoscenze risulta che il genere *Daonella* è esclusivo della formazione di M. Facito, il genere *Halobia* dei calcari con selce. In questi ultimi è stato possibile distinguere tre facies diverse che indichiamo col nome delle località ove i caratteri sono più tipici. Parleremo perciò di *facies Armizzone*, *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*, *facies Pignola-Abriola*.

Nell'ambito di ciascuna facies la serie presenta uno o più livelli ad *Halobia*.

Le Daonelle nella formazione di M. Facito.

I caratteri litostratigrafici e, in parte, biostratigrafici di questa formazione sono descritti da Scandone 1964, 1965 e 1966.

Le Daonelle sono presenti tanto nel membro terrigeno quanto in quello organogeno e clastico-organogeno.

Nel membro terrigeno si tratta di un vero e proprio livello, arealmente molto esteso, costituito da argille e marne argillose fissili rosse e subordinatamente verdognole, dello spessore di m. 4 circa, ricchissime di modelli interni di *Daonella* e *Posidonomya*. Spesso sono conservati anche i gusci che possono facilmente isolarsi.

Le specie determinate sono:

Daonella lommeli (Wissm.);
D. boecki Mojs.;
D. udvariensis Kittl;
D. cfr. *tyrolensis* Mojs.;

D. badiotica Mojs.;
D. cfr. *indica* Bittn.;
D. marmolatae Kittl.

L'età è ladinica (Wengen).

Nel membro organogeno e clastico-organogeno le Daonelle si rinvengono:

a) nel corpo della biolitite algale. I ritrovamenti sono limitati alle Murge del Principe (210 II NE Monte Sirino, 210 I SE Moliterno) con numerosi esemplari di *Daonella moussoni* (Merian);

b) nelle facies di periscogliera rappresentate da calcareniti arenacee grige e giallastre (Pietra Maura, Le Ripe, 199 II NO Marsico Nuovo) o da calcilutiti e calcari nodulari, talora siliciferi, rosati, contenenti anche piccole ammoniti (2) (tra Sasso di Castalda e la Schiena Rasa, 199 III NE Brienza, 199 IV SE Tito, 199 I SO Pignola; e a Tempa del Lupo, 199 II NO Marsico Nuovo).

Gli esemplari, di difficile estrazione, non hanno permesso determinazioni specifiche.

Poichè le scogliere si estendono verticalmente al massimo sino al livello a *Daonella lommeli*, risulta evidente che le Daonelle delle scogliere sono più antiche o al massimo coeve della *D. lommeli*. Non sono rappresentati, comunque, piani più bassi del Ladinico.

Le Halobie nei calcari con selce.

Si è detto in precedenza che vengono distinte tre facies:

1) *facies Armizzone*;
2) *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*;
3) *facies Pignola-Abriola*.

Daremo qui le caratteristiche essenziali di ciascuna facies illustrandone i livelli fossiliferi.

1) *Facies Armizzone* (211 III NO Latronico). La base è rappresentata dalla formazione di M. Facito. La serie è interamente calcarea, mancando termini dolomitici. La struttura dei calcari è per lo più micritica. È presente qualche livello conglomeratico con clasti intraformazionali.

---

(2) La dott. L. Barbera, dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli, ha in corso di studio queste ammoniti.

La serie misura circa m. 150 di potenza.
Si sono riconosciuti due livelli ad *Halobia*:

a_1) il primo livello si trova alla base dei calcari con selce ed è rappresentato da un pacco di strati di circa m. 3 di spessore totale. Le Halobie non vi si presentano in ammasso ad eccezione che in un solo straterello, ma sono più o meno sparse e rade, con i gusci abbastanza isorientati parallelamente alla stratificazione.

Dal materiale raccolto è stata determinata specificamente :

Halobia styriaca (Mojs.).

L'età è carnica.

a) il secondo si trova a circa m. 120 sotto la base degli scisti silicei. Si tratta di un livello di marne verdognole dello spessore di un metro circa, contenute tra due strati calcarei, abbastanza ricche di modelli di Halobie.

È stata riconosciuta:

Halobia superba Mojs.

Nello strato calcareo immediatamente sottostante è stata rinvenuta:

Halobia austriaca Mojs.

L'età è carnica.

2) *Facies Lagonegro-Sasso di Castalda.* È la facies arealmente più estesa ed è rappresentata nei maggiori rilievi della Lucania (M. Sirino, M. Vulturino, Serra di Calvello).

Mancano, o sono ridottissimi, i livelli dolomitici; la struttura della roccia è per lo più micritica, ma cominciano a comparire rarissimi livelli di brecciole con clasti extraformazionali (che si fanno più frequenti nei soprastanti scisti silicei), oltre ai livelli conglomeratici con clasti intraformazionali già riscontrati nella *facies Armizzone.*

Il passaggio agli scisti silicei avviene per alternanza di calcari più o meno siliciferi, marne silicifere rosse e verdognole, diaspri policromi.

In questa facies la potenza massima affiorante dei calcari con selce è stata riscontrata a M. Lama (199 II NO Marsico Nuovo) (m. 400 circa), ove però non compare la base della formazione.

Sono stati riconosciuti tre livelli:

a) Livello ad *Halobia charlyana.* È rappresentato da uno strato calcareo fossilifero, litologicamente di non facile identificazione, posto a circa m. 50 sopra la parte più bassa affiorante, vale a dire circa m. 350 dalla base degli scisti silicei.

La popolazione è rappresentata esclusivamente da numerosi individui di:

Halobia charlyana Mojs.

L'età è carnica.

b) Livello ad *Halobia insignis.* È rappresentato da un pacco di calcari più o meno siliciferi, lastroidi, alternati a marne giallo-verdognole, dello spessore totale di m. 1,50. Questo livello, di facile identificazione, è contenuto tra normali strati di calcari grigi con selce e si trova a circa sette metri al di sotto del livello ad *Halobia sicula.* La popolazione è costituita esclusivamente da:

Halobia insignis Gemm.

Gli esemplari, numerosi, sono discretamente conservati, talvolta anche col guscio.

A Lagonegro questo livello non è litologicamente differenziato, ma è paleontologicamente presente al di sotto del livello ad *H. sicula.*

L'età è carnica.

c) Livello ad *Halobia sicula.* Le Halobie sono contenute in uno strato calcareo a struttura micritica di cm. 30-35 di spessore. A tetto ed a letto sono presenti intercalazioni di marne verdognole e calcari siliciferi lastroidi di alcuni decimetri di spessore.

La distanza tra il livello ad *H. sicula* e la base degli scisti silicei varia da una ventina di metri nel Lagonegrese a poco più di cinquanta metri nell'alta valle dell'Agri (M. Lama) (Scandone 1963).

Le Halobie si presentano in ammasso con i gusci perfettamente isorientati parallelamente alla stratificazione. Sono presenti:

Halobia sicula Gemm.
H. lucana De Lor.

L'età è carnica.

3) *Facies Pignola-Abriola.* La serie dei calcari con selce di questa facies è parzialmente (Pignola, Abriola, Vietri di Potenza) o total-

mente (M. Pierno ad E di S. Fele) dolomitizzata. Sono presenti brecciole con clasti extraformazionali che verso N si fanno via via più frequenti sino a costituire quasi per intero la parte non dolomitica della serie (S. Fele).

La base stratigrafica dei calcari con selce è costituita dalla formazione di M. Facito (3); il tetto dagli scisti silicei, ai quali si passa per alternanze.

La potenza totale valutata si aggira sui 250-300 metri.

Il livello fossilifero si trova a circa 200 metri dalla base degli scisti silicei. È costituito da un pacco di marne verdi di circa due metri di spessore, intercalato in calcari grigi con selce. Le Halobie si trovano tanto nelle marne, come avviene per il livello *a*) dell'Armizzone, quanto nei calcari.

Nelle marne è presente:

Halobia superba Mojs.

Nei calcari, qualche metro sopra e sotto le marne, si rinvengono esemplari di *Halobia* sp. non in ammasso, ma più o meno sparsi nella roccia, con i gusci abbastanza isorientati parallelamente alla stratificazione.

Circa 40 cm. sotto le marne, in uno strato calcareo, abbiamo rinvenuto numerosi esemplari di:

Halobia austriaca Mojs.

ed uno solo di:

Halobia cfr. *fascigera* Bittn.

L'età è carnica.

Nel livello fossilifero di Pignola-Abriola Luperto (1964) riconosce *Halobia styriaca* ed *Halobia cassiana*, ed identifica questo livello con quello di De Lorenzo (livello *c* della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*) in base all'opinione che *Halobia sicula* sia da porre in sinonimia con *Halobia styriaca*, ed *Halobia lucana* con *Halobia cassiana*.

L'abbondanza del materiale da noi raccolto in Lucania e l'esame diretto degli esemplari originali di De Lorenzo provenienti dal Lagonegrese e conservati presso il Museo di Paleontologia dell'Università di Napoli hanno permesso di esaminare circa 150 esemplari di *Halobia*

(3) Nel Lagonegrese affiora estesamente la formazione di M. Facito, ma non sono ancora ben chiariti i rapporti tra questa ed i calcari con selce.

sicula e 40 di *Halobia lucana*. È stato inoltre possibile mettere a confronto la prima di queste specie con esemplari, per quanto incompleti, di *Halobia styriaca* provenienti dal livello a_1 dei calcari con selce della *facies Armizzone*.

I risultati dei nostri studi portano ad escludere sia la sinonimia tra *Halobia sicula* ed *Halobia styriaca*, sia quella tra *Halobia lucana* ed *Halobia cassiana*. È piuttosto da notare che *Halobia styriaca* ed *Halobia cassiana*, che differiscono tra loro solo per il numero di coste proporzionalmente maggiore nella seconda (Mojsisovics 1874), sono specie tanto affini da venir spesso confuse l'una con l'altra (Kutassy, 1931).

Halobia sicula ed *Halobia lucana*, incluse da Kittl (1912) nel gruppo di *Halobia norica*, mostrano un'ornamentazione radiale molto diversa da quella caratteristica del gruppo di *Halobia styriaca*, cui appartiene anche *Halobia cassiana*.

Halobia sicula differisce infatti da *Halobia styriaca* per avere coste meno ampie, suddivise due volte, a diversa altezza nella regione centrale del guscio, curvilinee e crescenti in ampiezza verso il margine ventrale più rapidamente di quanto non avvenga in *Halobia styriaca*, le cui coste, semplici o al massimo bipartite, conservano nell'insieme un calibro più uniforme. L'ornamentazione radiale presenta caratteri ben definiti anche in quegli esemplari di minori dimensioni, che presumibilmente non hanno raggiunto lo stadio adulto, in cui non è visibile la seconda bipartizione. Inoltre, l'area posteriore è molto più pronunciata e convessa, ed il guscio è più inequilaterale e proporzionalmente più lungo.

Halobia lucana è una specie inconfondibile per la delicatezza dell'ornamentazione. Essa si distingue nettamente da *Halobia cassiana* per avere incisioni radiali sottilissime e superficiali, mentre in questa ultima specie le coste sono larghe e piane, separate da solchi pronunciati. Le delicatissime coste di *Halobia lucana* si bipartiscono, inoltre, una prima volta a poca distanza dall'umbone, una seconda a circa metà della loro altezza, per cui al margine ventrale si possono contare quattro costicine di 3° ordine per ogni costa primaria; le ampie coste di *Halobia cassiana* sono invece semplici o bipartite.

Pur essendo dell'opinione che la sistematica di *Daonella* ed *Halobia* vada riveduta, non ci sembrano sussistere dubbi circa la validità di *Halobia sicula* ed *Halobia lucana*.

Il livello ad *Halobia* della *facies Pignola-Abriola* e il livello *c*) della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* non sono perciò identificabili.

CONCLUSIONI.

Da quanto detto risulta che in Lucania, nell'ambito della serie calcareo-silico-marnosa, sono presenti nei calcari con selce forti variazioni di facies. Queste facies, per comodità, sono state raggruppate in tre tipi. Purtroppo i livelli fossiliferi trovati finora non consentono dappertutto di spingere la correlazione tra le varie facies sino al livello dello strato. È tuttavia possibile trarre dai dati a disposizione alcune interessanti considerazioni.

Nella *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* la potenza massima affiorante dei calcari con selce è di 400 metri circa; nella *facies Pignola-Abriola* la potenza reale è di 250-300; nella *facies Armizzone* la potenza reale è di 150 metri circa. Nella prima la base è finora sconosciuta (4); nella seconda e nella terza è costituita dalla formazione di M. Facito. La differenza di spessore potrebbe spiegarsi:

a) ammettendo una parziale eteropia tra la parte bassa dei calcari con selce della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* e la parte alta della formazione di M. Facito;

b) ammettendo una parziale eteropia tra la parte alta dei calcari con selce della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* e la parte bassa degli scisti silicei della *facies Pignola-Abriola* e della *facies Armizzone.*

c) ammettendo che nello stesso lasso di tempo i sedimenti calcarei si siano deposti nelle tre facies con differente spessore .

La prima ipotesi è da scartare per la presenza di *Halobia charlyana* (Carnico) nella parte bassa della serie di M. Lama e di *Daonella lommeli* (Ladinico) nella parte alta della formazione di M. Facito.

Anche l'ipotesi *b*) risulta non valida giacché si verifica giusto il contrario: la parte bassa degli scisti silicei di M. Lama è eteropica della parte alta dei calcari con selce di Pignola-Abriola (SCANDONE 1963), che raggiungono età progressivamente più recenti verso N. fino ad essere giurassici nella zona di S. Fele.

Ne consegue quindi che a parità di intervallo cronologico lo spessore dei depositi calcarei è stato maggiore nella *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* che nella *facies Pignola-Abriola* e ancor più che nella *facies Armizzone.*

---

(4) V. nota (3) a pag. 35.

Questa diversità di spessori potrebbe essere spiegata ammettendo una maggiore subsidenza dell'originario bacino laddove si depositavano i termini della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda.*

Napoli, Istituti di Geologia e di Paleontologia dell'Università, febbraio 1966.

RIASSUNTO

Vengono precisate la posizione stratigrafica e l'età dei livelli a *Daonella* e ad *Halobia* sinora trovati nella serie calcareo-silico-marnosa della Lucania. Vengono distinte nei calcari con selce tre facies e viene proposta un'ipotesi per spiegare le relazioni tra esse intercorrenti nell'originario bacino di sedimentazione.

SUMMARY

Stratigraphic position and age of *Daonella* and *Halobia* layers, known in Lucania, are here fixed.

The stratigraphic sequence in Lucania's « serie calcareo-silico-marnosa » is:

d) flysch galestrino (grey and black shales and siliciferous limestones rhythmically bedded)

c) scisti silicei (polychromous bedded cherts and siliceous shales)

b) calcari con liste e noduli di selce (limestones with chert nodules)

d) flysch galestrino (rhythmically bedded grey and black shales and siliciferous limestones).

The genus *Daonella* is exclusive of the basal formation; the genus *Halobia* of the « calcari con selce » unit. Within «calcari con selce » unit we recognize three facies that probably represent deposits of the different portions of a geosyncline.

BIBLIOGRAFIA

Baldacci L. e Viola C., 1894. *Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale.* Boll. R. Com. Geol. d'It., vol. XXV, pp. 372-390, Roma.

Bittner A., 1899. *Trias Brachiopoda and Lamellibranchiata.* Pal. Indica, ser. XV, Himalayan Fossils, vol. III, pt. II, pp. 1-76, tavv. 1-12, Calcutta.

De Lorenzo G., 1892. *Osservazioni geologiche nei dintorni di Lagonegro in Basilicata.* Rend. Accad. Lincei, Cl. Sc. Fis., ser. V, 1, f. 9, pp. 316-317, Roma.

De Lorenzo G., 1893. *Sul Trias dei dintorni di Lagonegro in Basilicata (piano Carnico e piano Juvavico di Mojsisovics).* Atti Accad. Sc. fis. e mat., s. 2, 5, n. 8, pp. 1-48, figg. 26, Napoli.

De Lorenzo G., 1894. *Le montagne mesozoiche di Lagonegro.* Atti Accad. Sc. fis. e mat., s. 2, 6, n. 15, pp. 1-124, tavv. 2, figg. 84, Napoli.

De Lorenzo G., 1895. *Osservazioni geologiche nell'Appennino della Basilicata meridionale.* Atti Accad. Sc. fis. e mat., s. 2, vol. VII in 8°, pp. 1-31, Napoli.

De Lorenzo G., 1896. *Fossili del Trias medio di Lagonegro.* Palaeontogr. Ital., 2, pp. 113-148, tavv. 6, Pavia.

Diener C., 1923. *Fossilium Catalogus. Pars 19: Lamellibranchiata triadica.* Ed. Junk, pp. 1-257, Berlin.

Gemmellaro G., 1882. *Sul Trias della regione occidentale della Sicilia.* Mem. R. Accad. Lincei, Cl. Sc. fis., mat., natur., (3), 12, pp. 1-25, tavv. 1-5, Roma.

Ichikawa K., 1958. *Zur Taxionomie und Phylogenie der triadischen « Pteriidae » (Lamellibranch.).* Palaentographica, Band 111 Abt. A, Lief. 5-6, pp. 131-212, figg. 7, tavv. 21-24, Stuttgart.

Kittl E., 1912. *Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias.* Res. Wiss. Erforsch. Balatonsees, I Bd. I Teil, Paläont. Anhang, 2, 4, pp. 1-229, figg. 37, tavv. 1-10, Wien.

Krumbeck L., 1924. *Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor.* II - Palaeontologischer Teil. Palaeont. Timor 22, pp. 1 (143)-275(517), figg. 4, tavv. 20, Stuttgart.

Kutassy L., 1931. *Fossilium Catalogus. Pars 51: Lamellibranchiata triadica.* Ed. Quenstedt, pp. 1-477, Berlin.

Luperto E., 1964. *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza).* Palaeontogr. Ital., vol. LVII (n. s. XXVII), (1962), pp. 1-9, tavv. 1-5, fig. 1, Pisa.

Mojsisovics E., 1874. *Ueber die triadische Pelecypoden-Gattungen Daonella und Halobia.* Abh. k. k. geol. Reichsanst., 7, 2, pp. 1-37, tavv. 1-5, Wien.

Ricchetti G., 1961. *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola.* Boll. Soc. Geol. Ital., 80, n. 3, pp. 247-268, figg. 10, tavv. 2, Roma.

Rothpletz A., 1892. *Die Perm, Trias und Juraformation auf Timor und Roti in indischen Archipel.* Paleontograph., XXXIX, pp. 57-106, tavv. X-XIV, Stuttgart.

Scandone P., 1961. *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Rend. Accad. Sc. fis. e mat., s. 1, 28, pp. 436-444, fig. 1, tavv. 2, Napoli.

Scandone P., 1963. *Stratigrafia degli scisti silicei della Lucania. Nota preliminare.* Mem. Soc. Geol. Ital., 4 (1962), pp. 9, Bologna.

Scandone P., 1964. *Marnoscisti ad Halobia in Lucania.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, 72 (1963), pp. 207-212, tav. 1, Napoli.

Scandone P., 1964. *Nota preliminare sui foraminiferi delle scogliere triassiche della Lucania.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, 73 (1964), pp. 267-269, Napoli.

Scandone P., 1966. *Osservazioni su una località fossilifera a Brachiopodi nel Ladinico della serie calcareo-silico-marnosa lucana al M. Facito.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, 74 (1965), in corso di stampa.

TAVOLA I.

Ubicazione delle località campionate e studiate.

Asterisco: livello a *Daonella lommeli* (Picco dell'Armizzone; Valle del fiume Maglia a S di Moliterno; Valle dell'Orso a SE di Tramutola; Manca di Vespe a NNO di Marsico Nuovo; M. Facito; M. Arioso; località S. Michele a NE di Sasso di Castalda; Abriola; la Cerchiara).

Triangolo nero sottolineato: livelli ad *Halobia* della *facies Armizzone* (solo al Picco dell'Armizzone).

Triangolo bianco: livelli ad *Halobia* della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* (Serra Orticosa, Costa del Capraro e M. Sirino; M. Castagnereto e località le Grarette a N di Lagonegro; M. Caldarosa a SO di Laurenzana; località Scruppo a ESE di Marsico Nuovo; M. Vulturino; Piano della Croce, Serra di Calvello e M. Lama a NE di Marsico Nuovo; Sasso di Castalda).

Triangolo nero: livello ad *Halobia* della *facies Pignola-Abriola* (Manca di Vespe a NNO di Marsico Nuovo; località S. Michele a NE di Sasso di Castalda; strada Pignola-Abriola).

Ubication of sampled and studied areas.

Asterisk: *Daonella lommeli* bed (Picco dell'Armizzone; Valle del fiume Maglia, S Moliterno; Valle dell'Orso, SE Tramutola; Manca di Vespe, NNW Marsico Nuovo; M. Facito; M. Arioso; S. Michele, NE Sasso di Castalda; Abriola; La Cerchiara).

Underlined black triangle: *Halobia* beds in *Armizzone facies* (only in Picco dell'Armizzone).

White triangle: *Halobia* beds in *Lagonegro-Sasso di Castalda facies* (Serra Orticosa, Costa del Capraro and M. Sirino; M. Castagnereto and Le Grarette, N Lagonegro; M. Caldarosa, SW Laurenzana; Scruppo, ESE Marsico Nuovo; M. Vulturino; Piano della Croce, Serra di Calvello and M. Lama, NE Marsico Nuovo; Sasso di Castalda).

Black triangle: *Halobia* bed in *Pignola-Abriola facies* (Manca di Vespe, NNW Marsico Nuovo; S. Michele, NE Sasso di Castalda; Pignola-Abriola road).


POTENZA
SCALA
0 10 Km
PIGNOLA
LA CERCHIARA
ABRIOLA
SASSO DI CASTALDA
M. FACITO
LAURENZANA
M. LAMA
MARSICO N.
M. VULTURINO
SALA CONSILINA
VIGGIANO
TRAMUTOLA
MONTEMURRO
SANZA
MOLITERNO
ARMIZZONE
M. SIRINO
LAGONEGRO
SAPRI

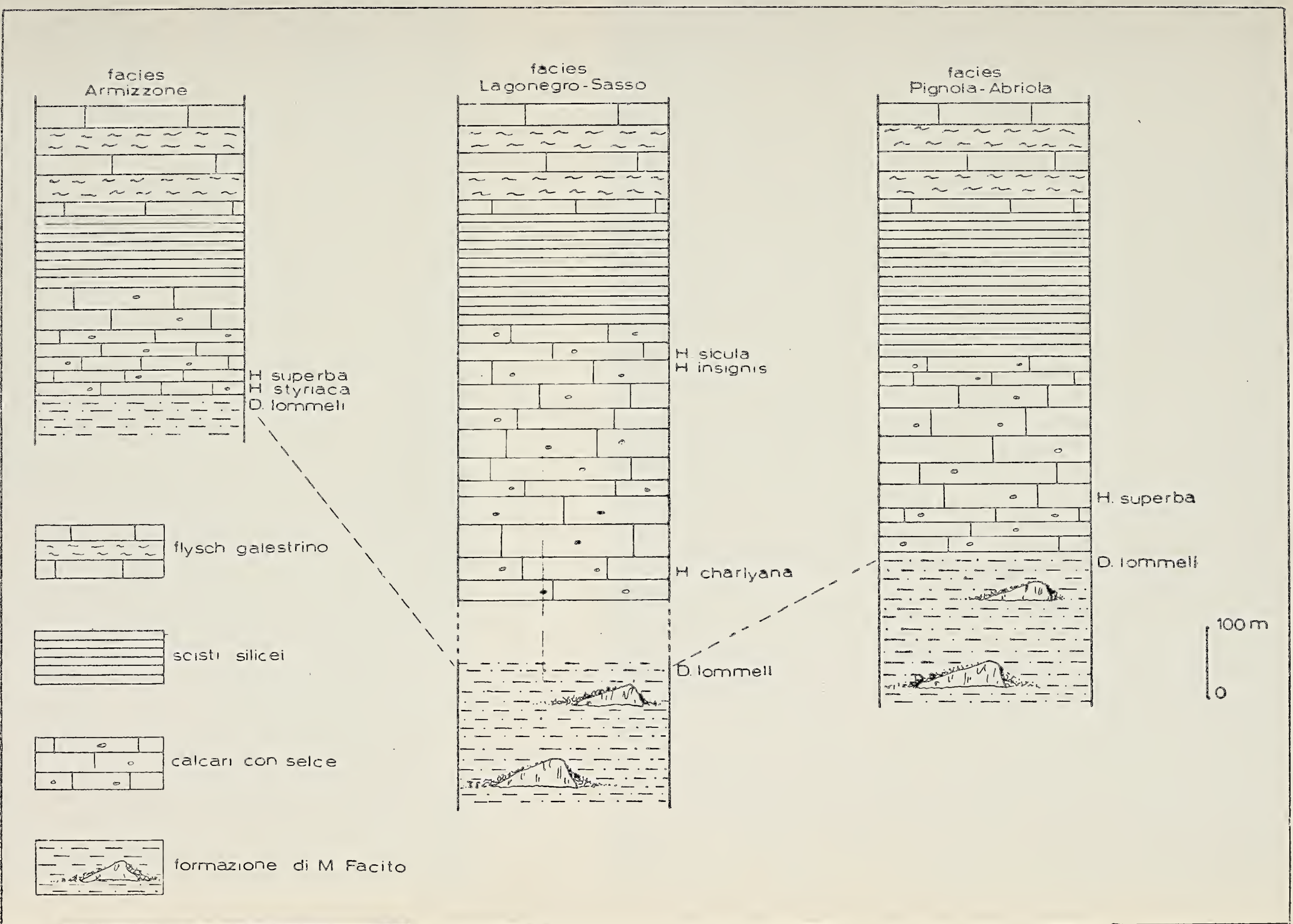

facies
Armizzone
H superba
H styriaca
D. lommeli
facies
Lagonegro - Sasso
H sicula
H insignis
H charlyana
D. lommeli
facies
Pignola - Abriola
H. superba
D. lommeli
100 m
0
flysch galestrino
scisti silicei
calcari con selce
formazione di M Facito

TAVOLA III.

Fig. 1. — *Daonella lommeli* (WISSM.); valva destra (× 3 circa).

Si notino l'ampia area liscia, subtriangolare, in corrispondenza del margine cardinale anteriore; i « fasci » di costicine di ordine via via crescente, ognuno dei quali deriva dalla suddivisione di una singola costa primaria ed è delimitato ai due lati da ampi solchi primari; l'ornamentazione concentrica limitata alla regione umbonale.
Provenienza: Località Petrara (M. Facito), al limite tra la Tavoletta 199 II NO Marsico Nuovo e la Tavoletta 199 III NE Brienza. Dal livello a *Daonella* del membro terrigeno della formazione di M. Facito, associata a numerose altre specie di *Daonella*.
Età: Ladinico.

Fig. 2. — *Halobia styriaca* (MOJS.); frammento di valva destra (?) (× 3 circa).

Sono evidenti le coste radiali ampie, convesso-appiattite e ben delimitate dai solchi intercostali. La forma e la mancata suddivisione, o al massimo la bipartizione delle coste costituiscono la caratteristica essenziale di questa specie.
Provenienza: Picco dell'Armizzone (Tavoletta 211 III NO Latronico). Dal livello a_1) della *facies Armizzone*, associata a numerosi frammenti riferibili ad altre specie, ma indeterminabili.
Età: Carnico.

Fig. 1. — *Daonella lommeli* (WISSM.); right valve (about 3 ×).

Notice wide, smooth, subtriangular area, just on the anterior hinge line; the « bundles » of little ribs, of a progressive increasing order, resulting from subdivision of each primary rib and being delimited on both sides by wide primary grooves; concentric markings restricted at umbonal region.
Occurrence: Petrara (M. Facito), 199 II NW Marsico Nuovo; 199 III NE Brienza. From *Daonella* bed in terrigenous member of M. Facito formation, associated with many other species of *Daonella*.
Age: Ladinic.

Fig. 2. — *Halobia styriaca* (MOJS); a fragment of a right (?) valve (about 3 ×).

Wide, flat-convex ribs, well delimited by interspaces, are in evidence. The shape of the ribs and the missing subdivision or bifurcation at most, are the main characters of this species.
Occurrence: Picco dell'Armizzone (211 III NW Latronico). From a_1) bed in *Armizzone facies*, associated with many fragments referable to other species, but unclassificable.
Age: Carnic.



Fig. 1.

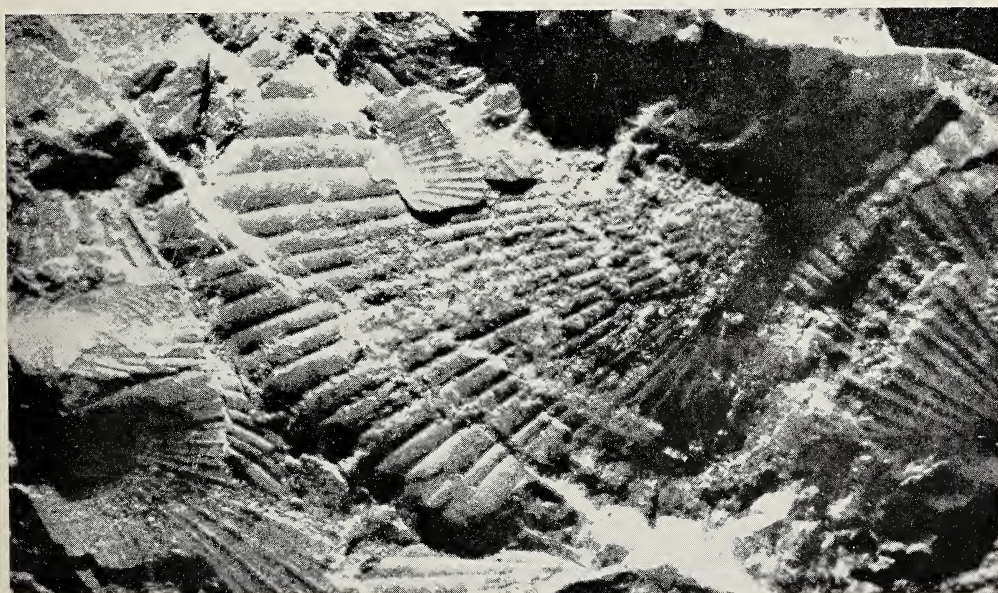


Fig. 2.

TAVOLA IV.

Fig. 1. — *Halobia charlyana* Mojs.; valva destra (× 3 circa).

Sono evidenti la forte inequilateralità delle valve, l'eccezionale ampiezza dell'area posteriore e le coste radiali nettamente delimitate da profondi solchi, indivise in tutta la regione anteriore del guscio, al massimo bipartite in quella medio-posteriore, dove sono proporzionalmente più sottili. L'ornamentazione concentrica è fortemente pronunciata, in particolare nella porzione inferiore del guscio.
Provenienza: M. Lama (Tavoletta 199 II NO Marsico Nuovo). Dal livello a) dei calcari con selce di M. Lama (*facies Lagonegro-Sasso di Castalda*).
Età: Carnico.

Fig. 2. — *Halobia insignis* Gemm.; valva sinistra (× 2 circa).

Si notino la quasi totale assenza di convessità del guscio, le coste radiali convesso-appiattite, ampie e notevolmente suddivise, leggermente incurvate in avanti e separate da solchi poco profondi e di ampiezza non sempre costante.
È parzialmente visibile l'orecchietta alta, suddivisa. in taluni esemplari finemente ornata.
Provenienza: Sasso di Castalda (Tavoletta 199 II NO Marsico Nuovo). Dal livello b) dei calcari con selce della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda.*
Età: Carnico.

Fig. I. — *Halobia charlyana* Mojs.; right valve (about 3 ×).
Picture shows higly inequilateral valves, unusually wide posterior area and distinctly delimited by deep furrows ribs, undivided on the whole anterior part of the shell, at most bifurcated in the median-posterior part in wich are proportionally becoming thinner. Concentric markings are very strong, particularly on inferior part of the shell.
Occurrence: M. Lama (199 II NW Marsico Nuovo). From a) bed in « calcari con selce » in M. Lama (*Lagonegro-Sasso di Castalda facies*).
Age: Carnic.

Fig. 2. — *Halobia insignis* Gemm.; left valve (about 2 ×).

Notice the almost entirely lacking convexity of the shell; flat-convex, wide and higly subdivided ribs, slightly arching forward and separated by shallow and irregular in wideness grooves. High, subdivided, anterior ear, finely marked in some specimens, is partly visible.
Occurrence: Sasso di Castalda (199 II NW Marsico Nuogo).
From *b*) bed in « calcari con selce » in *Lagonegro-Sasso di Castalda facies.*
Age: Carnic.

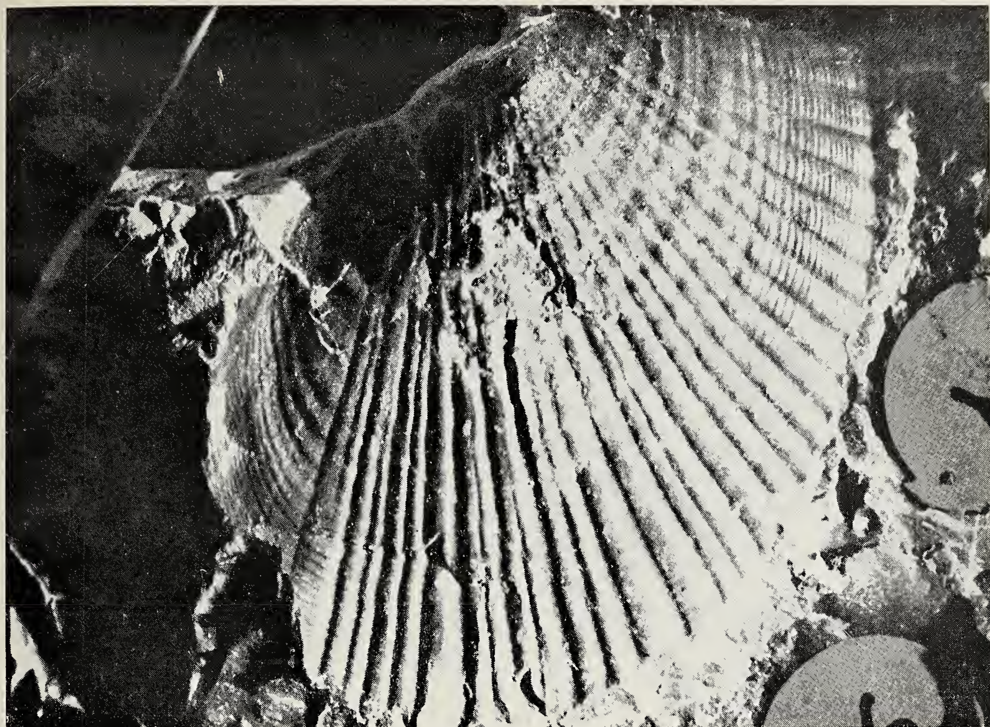


Fig. 1.



Fig. 2.

TAVOLA V.

Fig. 1. — *Halobia sicula* Gemm.; valva sinistra (× 5 circa).

Sono evidenti la forte inequilateralità e convessità del guscio, il discreto rilievo dell'orecchietta, l'ampio sviluppo dell'area posteriore convessa, la suddivisione delle coste primarie in due coste di 2° ordine che talora, particolarmente nella regione centrale del guscio, si suddividono ancora in prossimità del margine ventrale in due costicine di 3° ordine.
L'ornamentazione concentrica è ben sviluppata e si estende anche sull'area posteriore, dove strie di accrescimento e cercini si incurvano lievemente in corrispondenza del punto di massima convessità dell'area.
Provenienza: Burrone Cararuncedde (Lagonegro); Tavoletta 210 II NO Lagonegro. Dal livello c) dei calcari con selce della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*, associata ad *Halobia lucana* De Lor.
Età: Carnico.

Fig. 2. — *Halobia lucana* De Lor.; valva sinistra (× 10 circa).

Si distinguono nettamente la forma quasi equilaterale e la discreta convessità del guscio; la caratteristica orecchietta liscia e strettissima, fortemente rilevata, delimitata inferiormente da un solco molto profondo; le coste radiali finissime, poco marcate, suddividentisi una prima volta in prossimità dell'umbone ed una seconda a circa metà dell'altezza della valva, cosicchè ad una sola costa primaria corrispondono in questa regione 4 costicine di 3° ordine; l'area posteriore discretamente ampia, percorsa esclusivamente dall'ornamentazione concentrica.
Provenienza: Burrone Cararuncedde (Lagonegro); Tavoletta 210 II NO Lagonegro. Dal livello c) dei calcari con selce della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*, associata ad *Halobia sicula* Gemm.
Età: Carnico.

Fig. 1. — *Halobia sicula* Gemm.; left valve (about 5 ×).

The strongly inequilateral and convex shell; fairly inflated anterior ear; convex and wide posterior area; bifurcation of each primary rib in two secundary ribs that sometimes, especially in the central part of the shell, are subdivided near the ventral line in two tertiary little ribs, are in evidence.
Concentric markings are well developed as far as posterior area, where concentric growth lines and wrinkless become slightly arched in relation with the maximum convexity of area.
Occurrence: Burrone Cararuncedde (Lagonegro); 210 II NW Lagonegro. From. *c*) bed in « calcari con selce » in *Lagonegro-Sasso di Castalda facies*, associated with *Halobia lucana* De Lor.
Age: Carnic.

Fig. 2. — *Halobia lucana* De Lor.: left valve (about 10 ×).

In evidence: the almost equilateral outline and slight convexity of the shell; typical smooth and narrow anterior ear, strongly inflated, delimited in the lower part by a deep furrow; very thin weak ribs, bifurcated near the umbo and then again bifurcated at about half height of the valve, therefore in this region each primary rib bears four little tertiary ribs; fairly wide posterior area with only concentric markings.
Occurrence: Burrone Cararuncedde (Lagonegro); 210 II NW Lagonegro. From *c*) bed in « calcari con selce » in *Lagonegro-Sasso di Castalda facies*, associated with *Halobia sicula* Gemm.
Age: Carnic.

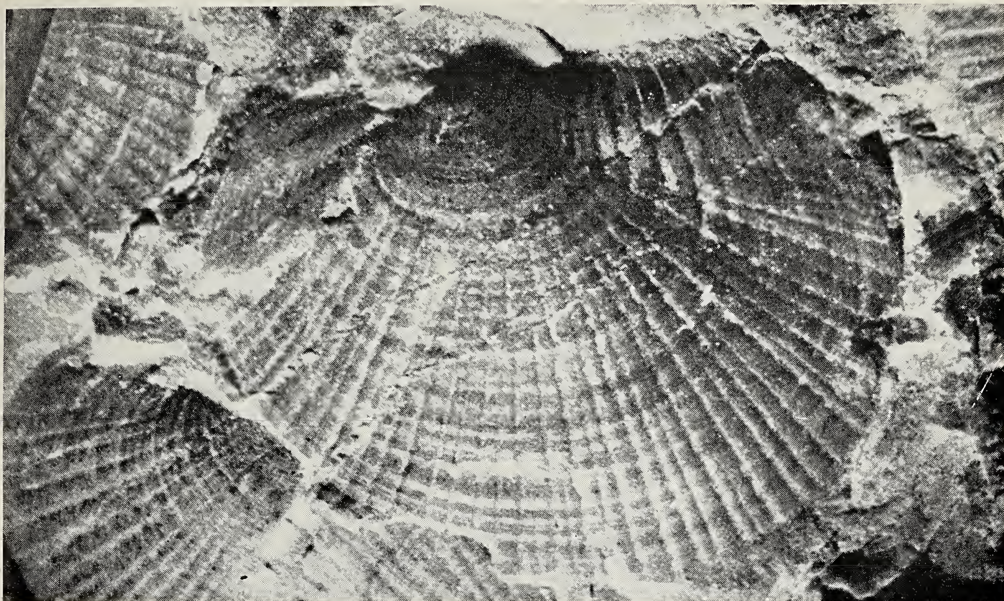


Fig. 1.

Fig. 2.

TAVOLA VI.

Fig. 1. — *Halobia superba* Mojs.; valva sinistra (× 2,5 circa).

Si notino l'inequilateralità del guscio, la sottigliezza delle coste, la loro irregolarità, la netta flessione a circa 12 mm. dall'apice in corrispondenza di un solco ben pronunciato ed il loro andamento ondulato al di sotto del solco. La moltiplicazione delle coste avviene sia per suddivisione, sia per interposizione di nuove coste tra quelle già esistenti. L'apice è appuntito; l'orecchietta, appena visibile, è appiattita, subtriangolare.

Provenienza: Località S. Michele (Tavoletta 199 II NO Marsico Nuovo). Dalle marne verdi del livello ad *Halobia* dei calcari con selce della *facies Pignola-Abriola.*

Età: Carnico.

Fig. 2. — *Halobia* cfr. *fascigera* Bittn.; valva sinistra (× 3 circa).

Si osservino le coste radiali ampie, convesso-appiattite e notevolmente suddivise, inconsuete nelle Halobie che presentano flessione delle coste in corrispondenza di uno o più solchi. Due solchi concentrici, a pochi mm. di distanza l'uno dall'altro, determinano una marcata flessione delle coste, che si piegano all'indietro in corrispondenza del primo, e riacquistano la primitiva direzione in corrispondenza del secondo, incurvandosi leggermente in avanti. La suddivisione delle coste nella regione umbonale è tuttavia inferiore a quella descritta da Bittner per *H. fascigera* dell'Himalaya.

Provenienza: Località S. Michele (Tavoletta 199 II NO Marsico Nuovo). Dai calcari con selce della *facies Pignola-Abriola.* associata ad *Halobia austriaca* Mojs.

Età: Carnico.

Fig. 1. — *Halobia superba* Mojs.: left valve (about 2,5 ×).

Notice the inequilateral shell; thin, irregular ribs; net flexion of the ribs at about 12 mm. from the umbo just on a well marked furrow and their wavy proceeding below the furrov. Increase in number of ribs occurs either by subdivision, or by interposition of new ribs. Umbo is pointed; anterior ear, hardly visible, is flat, subtriangular.

Occurrence: S. Michele (199 II NW Marsico Nuovo). From green marls of *Halobia* bed in « calcari con selce » in *Pignola-Abriola facies.*

Age: Carnic.

Fig. 2. — *Halobia* cfr. *fascigera* Bittn.; left valve (about 3 ×).

Notice wide, flat-convex and higly subdivided ribs, unusual character in species such as *Halobia* with flexion of the ribs in relation with one or more furrows. Two concentric furrows, at a distance of few mm. one from the other, produce a strong flexion of ribs, that bend backward in relation with the first one and return to the former direction in relation with the second one, slightly arching forward. Nevertheless in umbonal region subdivision of the ribs is lower than subdivision reported by Bittner for *H. fascigera* from Himalaya.

Occurrence: S. Michele (199 II NW Marsico Nuovo). From « calcari con selce » in *Pignola-Abriola facies* associated with *Halobia austriaca* Mojs.

Age: Carnic.

Fig. 1.



Fig. 2.

TAVOLA VII.

Fig. 1. — *Halobia* sp.; valve sinistra e destra (× 6).

Esemplari giovanili? Si notino l'umbone appuntito, le coste fortemente rilevate, convesse, semplici o talora bipartite e l'area posteriore discretamente sviluppata e priva di coste. L'orecchietta, parzialmente visibile in alcuni esemplari non raffigurati, è liscia e fortemente convessa.
Provenienza: strada tra Pignola ed Abriola, al Km. 11,400. 1 metro sotto il livello ad *Halobia superba* dei calcari con selce della *facies Pignola-Abriola*.

Fig. 2. — *Halobia austriaca* Mojs.; valva sinistra (× 3 circa).

Si osservino la forma del guscio subequilaterale e lenticolare; le coste radiali piane, addossate l'una all'altra, leggermente curvate in avanti e bi- o tripartite ad altezza variabile e poi ulteriormente ed irregolarmente suddivise, per cui al margine ventrale ad una costa primaria possono corrispondere fino a 5 costicine derivanti dalla sua suddivisione; l'orecchietta ben pronunciata; l'area posteriore discretamente ampia e priva di coste.
Provenienza: Località S. Michele (Tavoletta 199 II NO Marsico Nuovo). 40 cm. sotto il livello ad *Halobia superba* dei calcari con selce della *facies Pignola-Abriola*, associata ad *Halobia* cfr. *fascigera* Bittn.
Età: Carnico.

Fig. 1 — *Halobia* sp.: right and left valves (6 ×).

Young stages? Notice the pointed umbo; the strongly high, convex, undivided ribs or sometimes bifurcated and posterior fairly developed smooth area. Anterior ear, visible in other specimens, is smooth and higly convex.
Occurrence: along the road from Pignola to Abriola, Km. 11,400. 1 m. under the *Halobia superba* bed in « calcari con selce » in *Pignola-Abriola facie*.

Fig. 2. — *Halobia austriaca* Mojs.: left valve (about 3 ×).

In evidence: either subequilateral and lenticular outline of the shell or flat ribs, thickly leaning one another, little arching forward and bi- or trifurcated at variable height and then again irregularly subdivided, therefore at ventral line each primary rib with its subdivision results sometimes up to five little ribs. Strong anterior ear. Fairly wide and unribbed posterior area.
Occurrence: S. Michele (199 II NW Marsico Nuovo). 40 cm. under the *Halobia superba* bed in « calcari con selce » in *Pignola-Abriola facies*, associated with *Halobia* cfr. *fascigera* Bittn.
Age: Carnic.

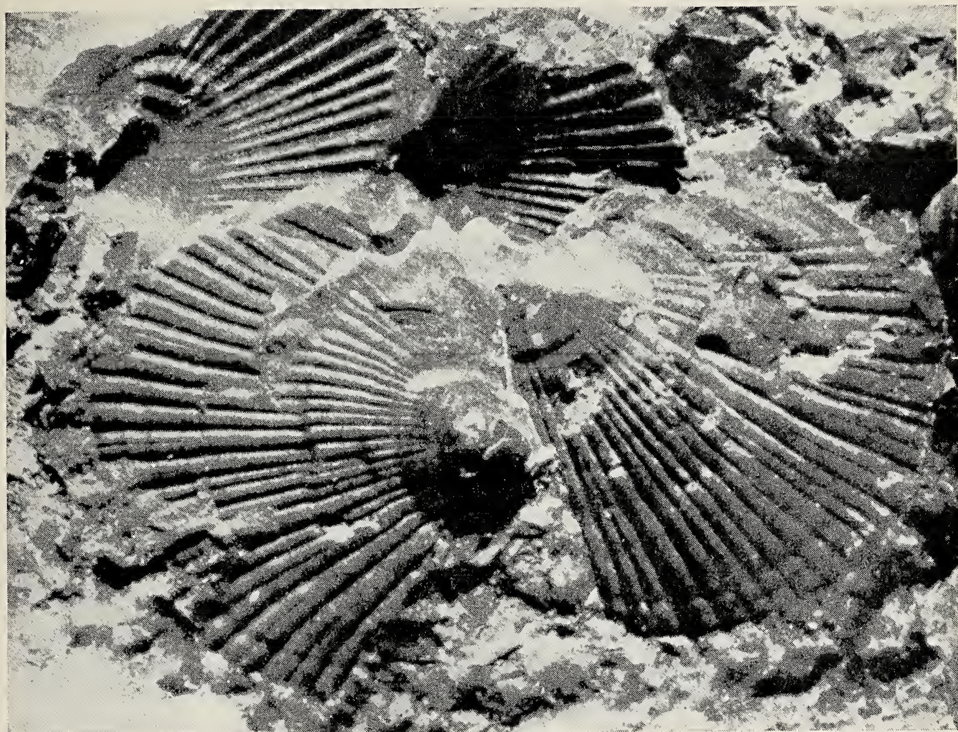


Fig. 1.

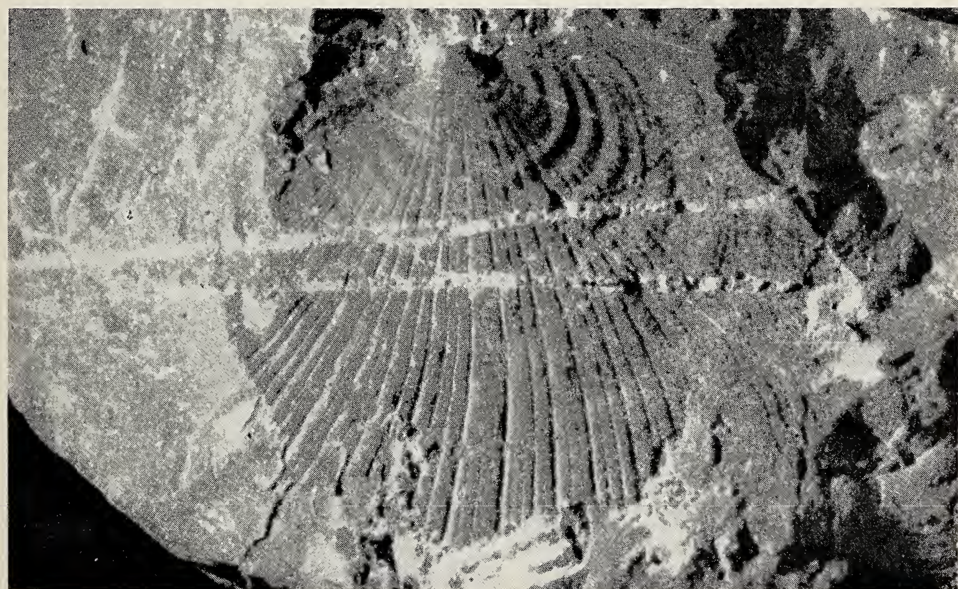


Fig. 2.

Geologia del Monte Massico (Caserta)

Nota del socio ANTONIO VALLARIO

(Tornata del 25 febbraio 1966)

I — Premessa

Nel 1962 mi fu affidato dal Prof. Francesco Scarsella, Direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, lo studio geologico del gruppo del Monte Massico in provincia di Caserta.

Alla fine di quell'anno, dopo aver effettuato alcune escursioni orientative ed una breve campagna di rilevamento, presentai al Convegno della Società Geologica Italiana, tenutosi a Roma dal 13 al 15 dicembre, una nota a carattere preliminare.

Nel presente lavoro espongo i risultati delle ricerche effettuate dal 1962 ad oggi, seppure in modo discontinuo, sulla geologia del gruppo del Monte Massico.

Questo studio si inserisce nel quadro delle ricerche che l'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli svolge sotto gli auspici e con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Desidero ringraziare il Prof. Francesco Scarsella per avermi seguito ed indirizzato nello svolgimento del lavoro ed i miei colleghi D'Argenio, Pescatore e Scandone. Ringrazio ancora il Dr. De Castro, dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli per gli utili suggerimenti sull'esame delle biofacies.

II — Localizzazione dell'area studiata

Dalle pendici meridionali del Vulcano di Roccamonfina alla costa tirrenica si stacca, in direzione NNE-SSO, una catena di rilievi che costituisce il gruppo del Monte Massico.

Esso segna il limite idrografico tra la pianura del F. Volturno, a E e SE, e la pianura del F. Garigliano a NO.

Il gruppo confina a settentrione col vulcano di Roccamonfina, ad oriente con la pianura del F. Volturno, a meridione col mare Tirreno e ad occidente con la pianura del F. Garigliano.

Il Monte Massico segna il limite occidentale dell'Appennino campano. Confina a NE, oltre la pianura del F. Garigliano, con i rilievi meridionali dell'Appennino laziale rappresentati dai Monti di Castelforte e dai Monti Aurunci; oltre la pianura del Volturno, verso oriente, confina col gruppo del Monte Maggiore e con i Monti di Caserta (Monte Tifata e Monte Virgo) (fig. 1).

Il gruppo del Monte Massico si estende, in direzione tirrenica, cioè NE-SO, dall'abitato di Cascano all'abitato di Mondragone per circa 15 chilometri.

Esso è compreso nei fogli F. 171 - Gaeta, per la massima parte, e F. 172 - Caserta; rientra nelle tavolette Mondragone (F. 171 - II - NE), Sessa Aurunca (F. 171 - I - SE) e Carinola (F. 172 - IV - SO).

L'orografia del gruppo del Monte Massico è caratterizzata da una varia morfologia in relazione a motivi litologici e tettonici.

Alle diverse caratteristiche litologiche e quindi alla varia erodibilità dei materiali, sono legate le differenze morfologiche più evidenti.

Morfologicamente e strutturalmente il gruppo del Monte Massico può dividersi in due parti ben distinte: una settentrionale che, partendo dall'abitato di Cascano, culmina col Monte Massico ed una meridionale dalle pendici del Massico alla costa tirrenica.

La prima è rappresentata dall'allineamento in direzione NNE-SSO dei monti: Aoria (q. 332), Vallerovina (q. 436), Crocifisso (q. 468), Pecoraro (q. 552), Tre Croci (q. 541), S. Martino (q. 556), Finocchiaro (q. 287), Mastro Giacomo (q. 556), Colle le Mandre (q. 759), e Massico (q. 813).

Questo allineamento, ininterrotto, è costituito quasi esclusivamente da rilievi calcarei e dolomitici corrispondenti a blocchi a struttura monoclinale. Nel suo insieme costituisce una unità morfologico-strutturale caratterizzata da una tettonica a faglie, con morfologia più accidentata sul versante occidentale.

In direzione trasversale all'allineamento prima detto, in corrispondenza delle faglie principali con andamento NO-SE e subordinatamente E-O, si notano le forme più aspre rappresentate da erte pareti.

La seconda parte, meridionale, estesa dalle pendici del Monte


Cassino
F. Liri
Pontecorvo
Venafro
Matese
M. Cesima
M. Aurunci
M.Majo
Roccamonfina
F. Garigliano
Teano
M.Maggiore
F. Calore
Gaeta
M.Massico
Carinola
Camposauro
Mar
Tirreno
Taburno
F. Volturno
Caserta
Airola
0
5
10

Fig. 1.

Massico alla costa tirrenica, è costituita prevalentemente da terreni fliscioidi terziari.

Questa zona è solcata dall'ampia incisione del Canal Grande; esso nasce dalle pendici meridionali del Massico, tra Monte Malagna e Poggio La Battuta, e prosegue in direzione all'incirca E-W fino al Monte Cicoli per poi volgere verso NO alimentando il Rio di San Limato, che si immette nel Canale d'Auria.

La destra orografica del Canal Grande è costituita dai rilievi di Monte Malagna (q. 490), Monte Costa a Sole (q. 446) e Poggio Le Fosse (q. 305). Alla sinistra orografica si estendono i rilievi di Poggio La Battuta (q. 401), Monte Crestagallo (q. 438) e Monte di S. Anna (q. 362).

La parte più meridionale di questa unità morfologica è rappresentata dal Monte Petrino (q. 411), localmente chiamato « Rocca di Mondragone », dalle cui pendici meridionali fino alla costa tirrenica, si estende l'abitato di Mondragone.

Questa unità morfologico-strutturale è caratterizzata da forme dolci ed uniformi, con pendii poco acclivi, ed è interrotta nella sua uniformità solo dalle monoclinali calcaree cretaciche di Monte Crestagallo e Monte Petrino.

III — Precedenti conoscenze

La letteratura geologica riguardante il gruppo del Monte Massico è molto scarsa.

Dell'area in esame esistono le carte geologiche, fogli Gaeta (F. 171) e Caserta (F. 172) della Carta Geologica d'Italia, rilevati da M. Cassetti e P. Moderni e pubblicati nel 1912.

Il primo lavoro, riguardante la stratigrafia del Massico, risale al 1894 ed è opera di M. Cassetti [7]. Successivamente A. Vallario nel 1962 [77] e G. Cestari nel 1964 [11] si sono interessati della geologia del Monte Massico; il primo illustrando sommariamente la successione stratigrafica affiorante dal Trias al Miocene ed il secondo descrivendo un complesso autoctono di età elveziana, trasgressivo sui calcari cretacei.

Cassetti, nella sua ricostruzione della serie stratigrafica, riconosce e descrive terreni di età secondaria, terziaria e quaternaria.

Questo Autore ascrive al Trias il complesso dei calcari dolomitici

bruni, bituminosi con liste e noduli di selce, che con gradualità passano superiormente a dolomie bianco-grige, saccaroidi, bituminose.

Seguono calcari rossastri zonati e calcari bruni, leggermente rosati, a volte intercalati da calcari oolitici. In questi calcari l'Autore segnala la presenza di fossili « *spatizzati indeterminabili* » e di abbondanti crinoidi.

Egli considera questi calcari di probabile età liassica, basandosi principalmente sulle identità litologiche riscontrate con i calcari del Lias inferiore e medio della Calabria, della Sicilia, dei monti di Cesi, di Fabriano e dei monti di Fanis (alta valle del Boite).

Il Cretacico viene distinto da CASSETTI in due parti: una inferiore, ascrivibile all'Urgoniano, rappresentata da calcari bianco-grigi a frattura concoide, in grossi banchi, con *Toucasia carinata* e una parte superiore, di età turoniana, rappresentata da calcari bianchi, a frattura irregolare, con rari esemplari di rudiste.

CASSETTI, infine, considera di età eocenica un complesso, discordante sui calcari cretacici, rappresentato da scisti argillosi, arenacei e marnosi, intercalati da calcari e brecce nummulitiche.

VALLARIO, nelle sue « *Osservazioni geologiche sul gruppo del Monte Massico* », descrive sommariamente la serie dei terreni affioranti e mette in evidenza che la serie mesozoica comprende terreni, in continuità di sedimentazione, dal Trias superiore al Cretacico superiore.

L'Autore segnala inoltre una formazione fliscioide di età miocenica, non meglio precisata, pur non chiarendone i rapporti con i sottostanti calcari del Cretacico superiore.

CESTARI fa uno studio della serie del flysch affiorante sul lato occidentale del Monte Massico. L'Autore ascrive questa serie al Miocene medio, distinguendo dal basso verso l'alto: calcareniti a Briozoi e Litotamni, con frequenti passaggi laterali a conglomerati, pseudoconcordanti sui sottostanti calcari del Cretacico superiore; segue un livello costituito da calcari arenacei e marnosi lastriformi; gradualmente si passa ad un livello di marne e calcari marnosi grigio-cenere lastriformi a cui seguono argilloscisti grigio scuri con intercalazioni di calcari grigi cristallini; chiude la serie un'alternanza di calcari detritici, di calcari arenacei e di brecciole calcaree.

IV — Stratigrafia

a) *Generalità*

I terreni che costituiscono i rilievi in esame fanno parte dell'Appennino di facies abruzzese.

La serie affiorante comprende termini mesozoici e terziari.

Il Mesozoico è rappresentato da una successione calcareo-dolomitica, in facies neritica, prevalentemente dolomitica alla base, in continuità di sedimentazione dal Trias superiore al Cretacico superiore.

Il Terziario, trasgressivo sui più alti termini affioranti del Cretacico, è rappresentato da una serie calcareo-marnoso-argillosa di età langhiano-elveziana.

Le serie sono nel complesso regolari e ben appilate, con strati che immergono mediamente verso ovest, con inclinazione decrescente dal Trias al Cretacico da valori di 30°-35° fino a circa 20°-25°.

Nella esposizione sistematica della stratigrafia si tratterà più diffusamente dei terreni triassici in quanto meno conosciuti nell'Appennino campano.

Per gli altri periodi del Mesozoico e del Terziario si esporranno i caratteri litostratigrafici e si descriveranno le associazioni di macro e microfossili in base alle quali è stato possibile ricostruirne la successione stratigrafica.

Ogni singolo periodo, inoltre, è stato assimilato ad un *complesso* nel quale si sono distinti alcuni *membri* con caratteristiche particolari sia di litofacies che di biofacies.

Questo modo di suddividere i periodi in *complessi* e *membri* è puramente convenzionale ed è stato adottato per comodità di esposizione.

b) *Trias*

I terreni più antichi affiorano nell'area settentrionale del gruppo montuoso in prossimità dell'abitato di Cascano e comprendono i rilievi di M. Aoria, M. Vallerovina, M. Tre Croci e M. Pecoraro.

La serie dei terreni triassici è costituita da un complesso, quasi esclusivamente dolomitico, nel quale si sono distinti alcuni membri con litobiofacies aventi caratteristiche diverse (fig. 2).

La base della serie è costituita da dolomie lastriformi bituminose, microcristalline, a frattura scheggiosa. Queste dolomie, sottilmente

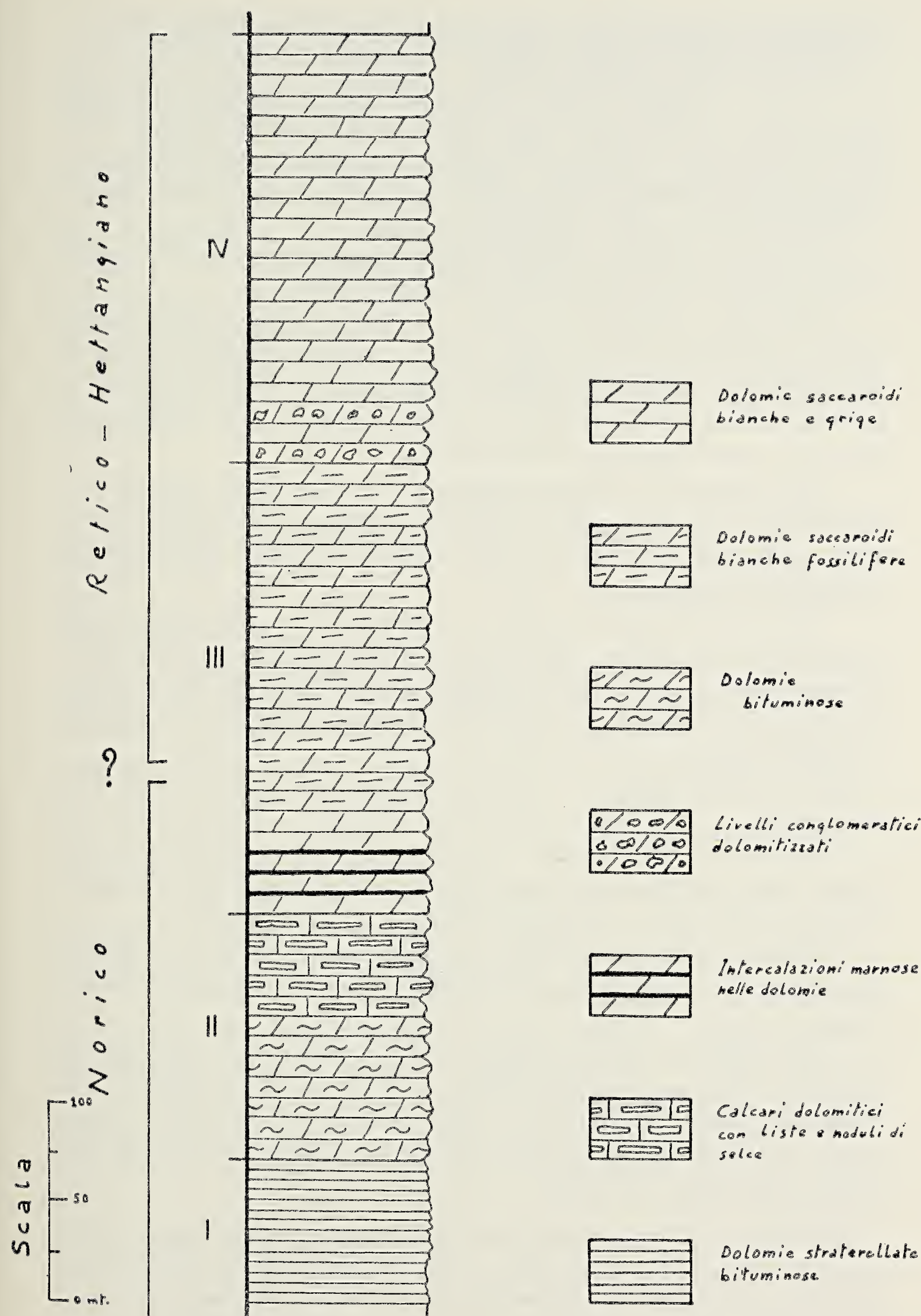

Retico — Hettangiano
?
Norico
IV
III
II
I
Scala
100
50
0 mt.
Dolomie saccaroidi bianche e grige
Dolomie saccaroidi bianche fossilifere
Dolomie bituminose
Livelli conglomeratici dolomitizzati
Intercalazioni marnose nelle dolomie
Calcari dolomitici con liste e noduli di selce
Dolomie straterellate bituminose

Fig. 2.

stratificate, in strati dello spessore di 5-15 cm., sono a luoghi silicifere. Lo spessore di questo primo membro non supera i 60-80 metri.

Seguono dolomie bianco-grige, bituminose, micro e macrocristalline, ben stratificate, con strati dello spessore di 40-60 cm. Nella parte alta si passa a calcari dolomitici con qualche intercalazione di calcari bruni bituminosi; nei calcari dolomitici si rinvengono liste e noduli di selce di colore giallastro e grigio.

I calcari con liste e noduli di selce affiorano per circa 50-70 metri. L'intero membro ha una potenza di 80-100 metri.

Dai calcari dolomitici con liste e noduli di selce si passa bruscamente a dolomie bianche e grige, micro e macrocristalline. Intercalati alle dolomie, e più frequentemente nella porzione bassa di queste, si rinvengono dei livelli marnosi di esigua potenza, non superiori ai 5-15 cm., che scompaiono superiormente.

Nelle dolomie si possono distinguere un tipo bianco a grana fine, più diffuso, e un tipo grigio a struttura saccaroide. La stratificazione prima indistinta è, nella parte alta, regolare con strati dello spessore di 60-100 centimetri.

Nella parte bassa di questo membro si sono rinvenuti alcuni esemplari di *Gervilleia exilis* (Stoppani); nella parte alta, associati a questo fossile, si rinvengono Megalodontidi (*Megalodus* cfr. *triqueter* Wulfen), *Pecten* sp., *Mytilus* sp., *Myoconcha* sp., *Cardita* sp., *Arca* sp. ed Alghe calcaree.

Le dolomie bianche e grige fossilifere sono potenti circa 150-200 metri.

Seguono ancora dolomie bianche e grige saccaroidi, prive di fossili; alla base vi sono alcuni livelli di brecce policrome a cemento dolomitico. Gli strati sono potenti da 70 a 100 centimetri.

Nella parte alta si rinviene una dolomia cristallina stratificata; ciascuno strato è composto da numerose « liste » di colore bianco e grigio alternate.

Quest'ultimo membro, potente circa 170-190 metri, compreso tra gli ultimi strati con Megalodontidi e i calcari del Lias inferiore con *Palaeodasycladus mediterraneus* viene considerato da alcuni Autori come infraliassico e corrisponde alla « *zona sterile* » istituita da Sartoni e Crescenti [56] (1).

---

(1) Non è stato possibile distinguere il Trias superiore dallo Infralias per la mancanza di resti fossili nell'Infralias e per le loro identità litologiche; tra il Trias superiore-Infralias (Retico-Hettangiano) e il soprastante complesso, prevalentemente calcareo, del Lias inferiore vi è, invece, una netta distinzione.

I terreni del Trias superiore-Infralias, dalle dolomie bituminose lastriformi alle dolomie bianche e grige saccaroidi prive di fossili. hanno complessivamente una potenza di 450-550 metri.

L'associazione dei fossili prima citati permette di ascrivere al Trias superiore la parte basale di questo complesso. Probabilmente sia le dolomie bituminose lastriformi che le soprastanti dolomie bianche e grige a *Gervilleia*, rappresentano la parte superiore del Norico. La rimanente porzione della serie affiorante, comprendente la parte alta della dolomia a Megalodontidi e la dolomia sterile, è comprensiva del Retico e dell'Hettangiano.

Il limite superiore è di sicura attribuzione in quanto la comparsa del *Palaeodasycladus mediterraneus* segna la parte alta del Lias inferiore.

Gli affioramenti triassici ed infraliassici del Monte Massico presentano analogie con gli altri affioramenti coevi dell'Appennino. Sono particolarmente evidenti quelle con gli affioramenti triassici di Filettino nei Monti Simbruini, dei Monti Picentini nel Salernitano e dei Monti Lattari.

Il complesso calcareo-dolomitico triassico-infraliassico affiorante a Filettino (Beneo 1938 [5]) è rappresentato da dolomie fogliettate lastriformi cui seguono dolomie saccaroidi biancastre e grige, con fauna caratteristica della « dolomia principale » norica di facies alpina. La potenza di questo complesso è notevole: si aggira sui 1000 metri. L'Autore ammette la possibilità che la parte alta del complesso triassico possa ascriversi all'Infralias.

Nei Monti Picentini (Galdieri 1908 [36], Ardicò 1958 [3] e Scandone e Sgrosso 1963 [58]) il termine più basso della serie triassica calcareo-dolomitica è rappresentato da dolomie bianche massicce, cui segue un complesso calcareo-marnoso-argilloso di sicura età carnica. Il Norico è rappresentato da dolomie bianche e grige in strati e banchi con intercalazioni argillose nella parte bassa, cui seguono i così detti « scisti ittiolitici » comprendenti calcari e dolomie lastriformi bituminose e lenti lignitifere. Seguono le « dolomie a *Gervilleia* » con *Megalodon* sp., *Gonodon* sp., *Pleurotomaria* sp., *Cardita* sp. ed Alghe calcaree. Si passa, infine, al complesso infraliassico rappresentato da dolomie e, subordinatamente, da calcari compatti e detritici con abbondanti Gasteropodi e Lamellibranchi.

Il Trias-Infralias affiorante nei Monti Picentini ha una potenza di circa 1500-1600 metri.

Nei Monti Lattari la serie triassico-infraliassica inizia con le dolomie a *Gervilleia*, seguono dolomie bianche e grige saccaroidi, spesso laminate, in strati e banchi. L'Infralias è quasi interamente dolomitico (1).

La serie triassica del Monte Massico inizia con le dolomie straterellate bituminose che, con ogni probabilità, corrispondono alle dolomie fogliettate lastriformi di Filettino e con la parte alta degli « scisti ittiolitici » dei Monti Picentini.

Negli affioramenti triassici citati si può constatare una identità di facies in corrispondenza della parte media e alta del Norico; la soprastante dolomia a *Gervilleia* e *Megalodon* mette ancora in evidenza questa identità di litobiofacies.

Sia al Monte Massico che ai Monti Picentini, alla base della dolomia dell'Infralias, si rinvengono livelli conglomeratici policromi.

Le dolomie a Megalodontidi, con intercalazioni marnose nella parte basale, affioranti al Monte Massico, presentano identità litologiche anche con le dolomie affioranti tra San Nicola Arcella e Scalea (Calabria settentrionale).

Le differenze litologiche più evidenti si riscontrano nella parte alta dell'Infralias. Nei Simbruini e nei Picentini l'Infralias è rappresentato, nella parte alta, da alternanze di calcari, calcari-dolomitici e dolomie, con netta prevalenza dei calcari nella porzione superiore. L'Infralias di Monte Massico, invece, è francamente dolomitico e presenta notevoli identità litologiche con quello dei Monti Aurunci (De Castro 1962 [24] e de Riso 1963-64 [31]), del gruppo del Monte Maggiore (D'Argenio e Pescatore 1963 [22] e Pescatore e Vallario 1963 [51]), dei Monti Lattari (De Castro 1962 [25]), e forse con le dolomie di Punta Ventroso (Isola di Capri) sottostanti al livello a *Lithiotis* (Scarsella 1961 [61]).

Nella Tav. I sono riportate le colonne stratigrafiche degli affioramenti del Trias e dell'Infralias dei Monti Picentini, dei Monti Lattari, del M. Maggiore, del M. Massico, degli Aurunci e dei Simbruini (Filettino); si è preso come riferimento la comparsa del *Palaeodasycladus mediterraneus*.

Dalle analogie litologiche e di biofacies riscontrate nelle varie serie triassico-infraliassiche esaminate e dalla concordanza sensibile degli spessori si può confermare che il Trias e l'Infralias sono caratterizzati da uniformità di facies in una vasta area dell'Appennino.

---

(1) Comunicazione verbale del dr. I. Sgrosso.

In un ambiente, generalmente tranquillo, di mare sottile, con assenza di disturbi sinsedimentari risultano eccezionali i livelli di brecce rinvenuti nella parte basale della « *zona sterile* » nell'area di Monte Massico e dei Monti Picentini.

Tali brecce policrome con elementi a spigoli vivi potrebbero essere messe in relazione a movimenti del fondo del bacino di sedimentazione conseguenti ai prodromi della fase tettonica liassica.

c) *Giura-Lias*

I terreni del Mesozoico medio sono costituiti da alternanze irregolari di calcari, calcari dolomitici e dolomie con netta prevalenza di queste ultime. Lo spessore complessivo è dell'ordine di 600-650 metri escludendo la parte basale dolomitica del Lias inferiore (Hettangiano) che è di circa 200 metri.

Questa successione forma un unico complesso calcareo-dolomitico nel quale si sono distinti quattro membri; le particolari caratteristiche faunistiche e floristiche hanno permesso di ricostruire la successione stratigrafica dal Lias inferiore pro-parte a tutto il Malm (fig. 3).

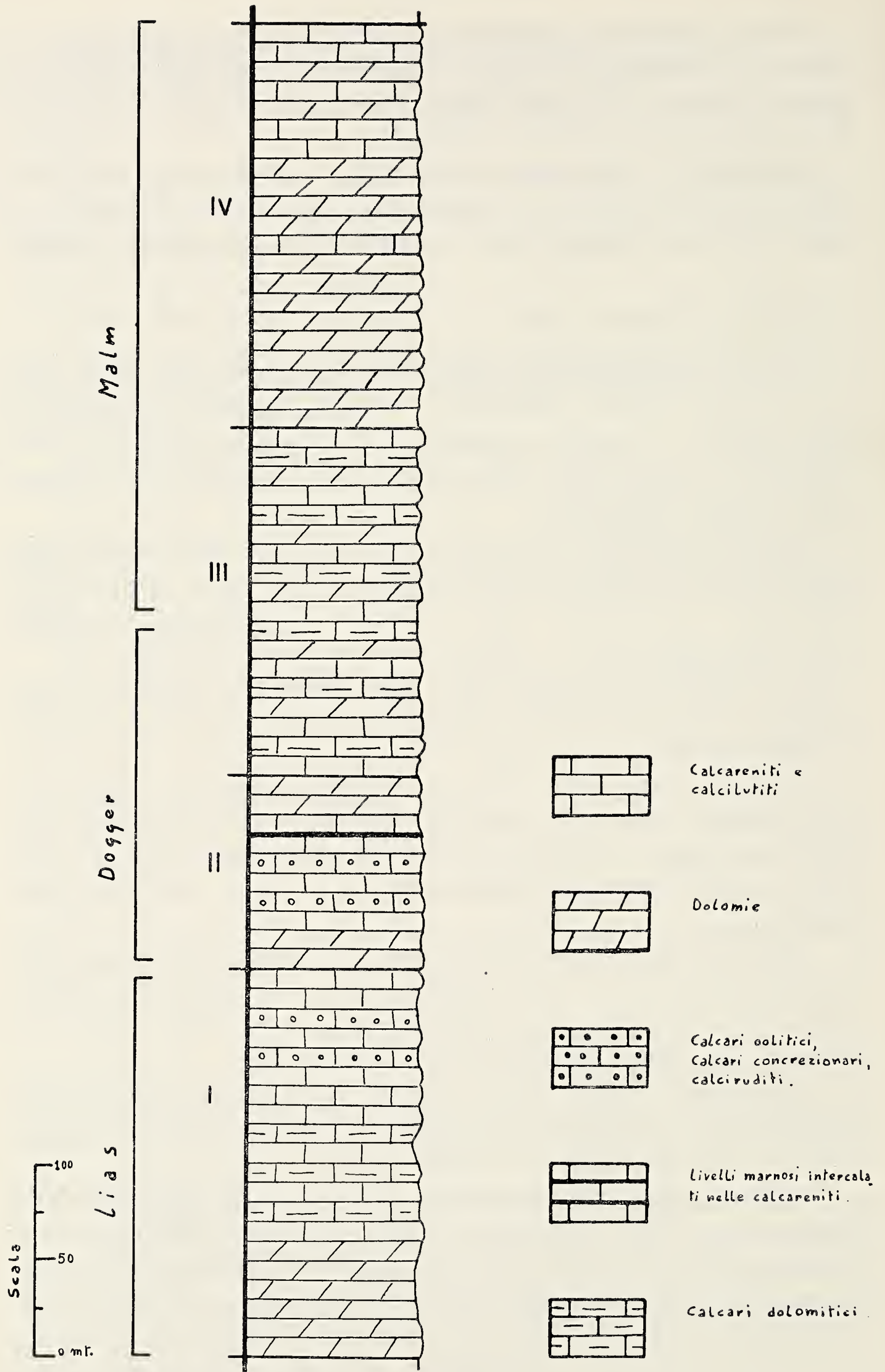
In tutto l'intervallo gli strati sono regolari e distinti ed hanno spessori variabili da 30 a 120 centimetri, con valori medi più frequenti, di 60-80 centimetri.

Il membro più antico della successione giura-liassica affiorante è rappresentato, nella parte inferiore, da dolomie macrocristalline giallastre quasi sempre in banchi, fino a 120 centimetri di spessore, raramente in strati. In queste dolomie non si rinviene nessuna struttura organica.

Dalle dolomie, si passa bruscamente a calcari dolomitici, calcilutiti e calcareniti di colore avana e grigio chiaro; successivamente si intercalano calcareniti più o meno grossolane di colore rosato, sempre più marcato, con alcuni livelli di calcari concrezionati.

Il contenuto organogeno è cospicuo, si rinvengono: Gasteropodi, Lamellibranchi, Brachiopodi, radioli di Echini, spicole di Spugne, macro e microforaminiferi ed Alghe calcaree.

In tutto l'intervallo è costante la presenza di *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) (*Cenozona a Palaeodasycladus mediterraneus* di SARTONI e CRESCENTI [55, 56]) a cui si associa *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). Circa nella parte mediana si rinviene anche *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL) (*Subzona a Orbitopsella praecursor* di SARTONI e CRESCENTI [55, 56]) per uno spessore di circa 50 metri.



Malm
Dogger
Lias
IV
III
II
I
Scala
100
50
0 mt.
Calcareniti e calcilutiti
Dolomie
Calcari oolitici, Calcari concrezionari, calciruditi.
Livelli marnosi intercalati nelle calcareniti.
Calcari dolomitici.

Fig. 3.

Nella parte superiore della *Subzona ad Orbitopsella praecursor* si rinvengono vari strati con grossi Lamellibranchi spatizzati (*facies a Lithiotis* AA.).

In tutto l'intervallo sono anche molto diffuse *Textulariidae, Ataxophragmiidae, Ammodiscidae e Lituolidae.*

La successione descritta dalle dolomie giallastre agli ultimi calcari con *Palaeodasycladus* comprende il Lias inferiore (pro-parte), il Lias medio ed il Lias superiore.

Lo spessore totale è di circa 180 metri di cui almeno 40-50 metri sono rappresentati dalle dolomie macrocristalline giallastre affioranti nella parte basale.

Il secondo membro è anch'esso costituito nella parte basale da dolomie macrocristalline giallastre del tutto simili a quelle prima descritte alla base del Lias; esse affiorano per circa 30 metri. Seguono calcareniti e calcari oolitici di colore grigio e rosato con alcune intercalazioni di dolomie e calcari dolomitici grigi e di calcari concrezionari avana. Nei primi livelli calcarei si rinviene *Selliporella donzellii* SARTONI e CRESCENTI associata a *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINIERI), *Textulariidae, Ataxophragmiidae, Lituolidae,* piccole e rare *Miliolidae* ed Ostracodi.

Superiormente agli ultimi livelli di calcari oolitici si rinvengono due livelli marnosi di colore giallo, dello spessore di qualche decina di centimetri, con molti Ostracodi e, rari e mal conservati, foraminiferi a guscio arenaceo (1).

Ai calcari oolitici seguono ancora dolomie grige macro e microcristalline prive di tracce organiche, in strati di 30-50 centimetri, per uno spessore di circa 20-30 metri.

Lo spessore di questo membro è di circa 80-100 metri. Per la sua posizione nella serie esso corrisponde alla *Cenozona a Thaumatoporella parvovesiculifera* (SARTONI e CRESCENTI [56]) e come età dovrebbe appartenere al Bajociano-Batoniano inferiore.

Segue un membro costituito da una alternanza di calcari, calcari dolomitici e, subordinatamente, di dolomie. Sono calcareniti e calcilutiti, di colore avana e grigio con alcuni livelli di calcari concrezionari nella parte basale. Le dolomie, prevalentemente di colore grigio, si presentano in strati dello spessore di 20-40 centimetri, sono cristalline e compatte. Le alternanze dolomitiche sono frequenti nella porzione superiore.

---

(1) Ringrazio la dott. S. ZANFRÀ per questa sua comunicazione verbale.

Nei primi livelli calcarei si rinviene *Pfenderina salernitana* SARTONI e CRESCENTI associata a *Pfenderina trochoidea* SMOUT et SUGDEN, *Pseudocyclammina* sp., *Textulariidae*, *Ataxophragmiidae*, Ostracodi, piccoli Gasteropodi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) e *Cayeuxia* sp.

Questa associazione di microfossili si segue per circa 70-90 metri e corrisponde alla *Cenozona a Pfenderina* (SARTONI e CRESCENTI [56]).

Superiormente si nota una variazione nella associazione di microfossili; le forme stratigraficamente insignificanti persistono, scompaiono la *Pfenderina salernitana* e la *P. trochoidea* e si nota la presenza del genere *Kurnubia* e di *Cladocoropsis mirabilis* FELIX oltre a « *Trochamminidae* » e *Macroporella sellii* CRESCENTI.

Tale tanatocenosi è caratteristica della *Cenozona a Kurnubia palastiniensis* di SARTONI e CRESCENTI [56] che corrisponde alla *Zona a Cladocoropsis mirabilis* istituita da DE CASTRO [25]. Il suo spessore è di circa 90-120 metri.

Complessivamente il terzo membro ha uno spessore di circa 140-160 metri.

L'età è compresa tra il Batoniano superiore e la base del Kimmeridgiano.

L'ultimo membro del complesso calcareo-dolomitico giura-liassico è rappresentato quasi esclusivamente da dolomie micro e macrocristalline giallastre, generalmente in strati di 40-60 centimetri di spessore, intercalate da calcareniti grige. Le intercalazioni calcaree, rare nella parte mediana, divengono frequenti nella parte alta.

Lo spessore complessivo è di circa 180-200 metri di cui almeno i primi 130 metri sono rappresentati dalle dolomie giallastre prive di tracce organiche.

Nei calcari della parte alta si rinvengono: *Actinoporella podolica* (ALTH), *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Salpingoporella apenninica* SARTONI e CRESCENTI, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Pseudocyclammina* sp., *Favreina* sp., *Trocholina* spp., *Textulariidae*, *Ataxophragmiidae*, *Ophtalmidiidae*, *Miliolidae*, Ostracodi, Gasteropodi, Lamellibranchi, Celenterati.

In base a questa associazione faunistica e floristica la porzione superiore di questo membro può identificarsi con la *Cenozona a Salpingoporella apenninica* (SARTONI e CRESCENTI [56]). Per quanto riguarda l'età, è possibile datare direttamente solo la parte alta come Titoniano superiore; per la parte bassa, comprendente le dolomie prive di fossili, si può dire che essa è compresa tra la *Cenozona a Kurnubia* e la *Ceno-*

zona a Salpingoporella. L'intero membro quindi è compreso tra il Kimmeridgiano ed il Titoniano superiore.

I terreni del Mesozoico medio affiorano al M. Tre Croci, M. San Martino, M. Mastro Giacomo, Colle le Mandre fino alle pendici orientali del M. Massico.

Confrontando la successione affiorante al Monte Massico con i sedimenti isopici dei rilievi calcareo-dolomitici circostanti è da notare una certa corrispondenza sia nella successione delle biofacies che nella colorazione delle rocce, calcaree e dolomitiche; tipicamente avana, grige e rosate quelle calcaree, grige e giallastre quelle dolomitiche.

Le differenze più marcate riguardano le litofacies e gli spessori.

Nella serie affiorante a Monte Massico sono abbondanti i termini dolomitici rispetto a quelli delle serie giura-liassiche degli Aurunci, del gruppo del Monte Maggiore, dei Monti Picentini e dei Monti Lattari.

Per quanto riguarda gli spessori, al Monte Massico, essi sono sensibilmente ridotti. La serie giura-liassica compresa tra la *Cenozona a Palaeodasycladus* e la *Cenozona a Kurnubia*, ha qui uno spessore dell'ordine dei 600-650 metri, mentre ai Monti Lattari ha uno spessore di 1200 metri, al Monte Maggiore di 900 metri, ai Monti Picentini di 900 metri e ai Monti Aurunci di 850 metri circa.

d) *Cretacico*

Il Cretacico è rappresentato da un complesso calcareo-dolomitico e calcareo, prevalentemente dolomitico nella parte inferiore, in cui si sono distinti due membri: il primo costituito da alternanze di calcari e dolomie ed il secondo quasi esclusivamente calcareo (fig. 4).

Le assise cretaciche sono regolari e ben stratificate, con strati dello spessore di 40-70 centimetri. Le intercalazioni dolomitiche si presentano in strati e banchi fino a 150-200 centimetri. Lo spessore affiorante è dell'ordine di 400-450 metri.

Il primo membro inizia con calcareniti e calcilutiti di colore avana e grigio, cui seguono, per uno spessore di circa 50 metri, dolomie macrocristalline grige e biancastre. Le dolomie sono, generalmente, stratificate con strati dello spessore di 15-30 centimetri, alcuni sono dello spessore di 150-170 centimetri.

A queste seguono calcareniti grossolane rosate e bianche con intercalazioni dolomitiche sempre meno frequenti dalla base alla sommità;

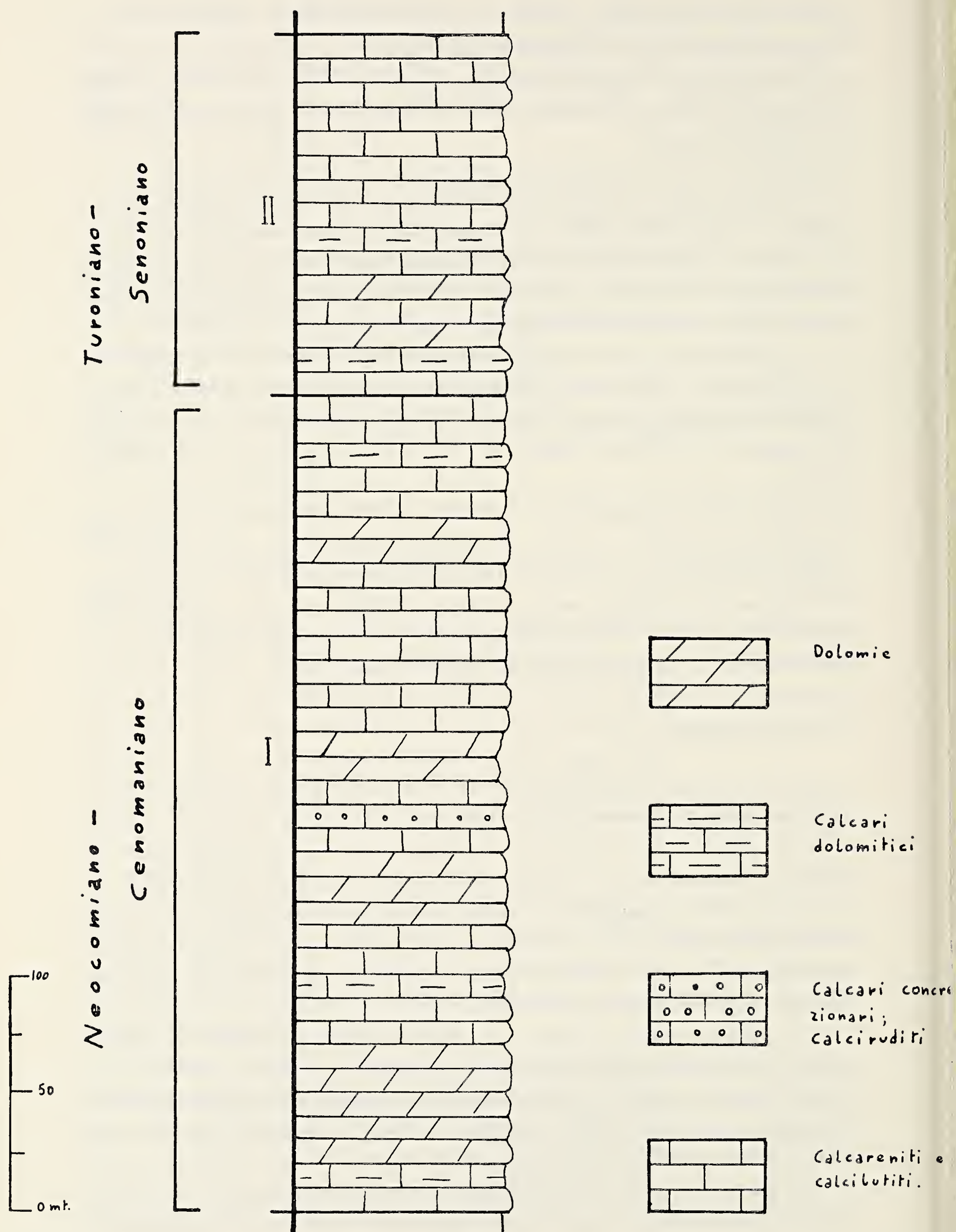

Turoniano – Senoniano
Neocomiano – Cenomaniano
II
I
100
50
0 mt.
Dolomie
Calcari dolomitici
Calcari concre zionari; Calciruditi
Calcareniti e calcilutiti.

Fig. 4.

le intercalazioni dolomitiche sono costituite da dolomie cristalline saccaroidi biancastre, nocciola e grige.

Abbondante è la macrofauna: nella parte basale si rinvengono frammenti di Lamellibranchi e Gasteropodi spatizzati, superiormente si riconoscono Diceratidi, Caprinidi e Nerineidi di tipo cretacico, fin quasi alla sommità.

L'associazione microfossilifera è caratterizzata nella parte inferiore da: *Cuneolina camposauri* Sartoni e Crescenti, *C. laurenti* Sartoni e Crescenti, *Miliolidae, Lituolidae, Textulariidae, Ataxophragmiidae, Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Bacinella irregularis* Radoicic, altre Dasycladacee, Ostracodi e piccoli Gasteropodi.

Questa prima parte corrisponde alla *Cenozona a Cuneolina camposauri* (Sartoni e Crescenti [56]). Il suo spessore non supera i 100-120 metri.

Nella porzione superiore, in corrispondenza dei calcari rosati, si nota una variazione nella associazione dei microfossili che risulta costituita da: *Cuneolina pavonia parva* Henson, costantemente presente, cui si associa, per un certo tratto *Sellialveolina vialii* Colalongo, e successivamente *Cisalveolina fallax* Reichel e *Pseudolituonella reicheli* Marie; in tutto l'intervallo sono presenti inoltre, *Miliolidae, Textulariidae, Ataxophragmiidae, Orbitolinidae, Peneroplidae, Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Codiacee e Coralli.

Tale associazione di microfossili corrisponde alla tanatocenosi della *Cenozona a Cuneolina pavonia parva* di Sartoni e Crescenti [56] nella cui parte inferiore può collocarsi la *Zona a Sellialveolina vialii* istituita da Devoto [32]. La porzione superiore, caratterizzata dalla presenza di *Cisalveolina fallax* Reichel, rappresenta secondo Sartoni e Crescenti la base della *Cenozona a Cuneolina pavonia parva e Dicyclina Schlumbergeri* di età turoniana, mentre secondo Devoto la presenza di *C. fallax* permette di riferire al Cenomaniano superiore la parte alta di questa Cenozona.

Lo spessore totale di questo primo membro si aggira sui 280-320 metri; l'età è compresa tra il Neocomiano ed il Cenomaniano.

Il secondo membro è costituito quasi esclusivamente da calcari con alcune intercalazioni di dolomie saccaroidi grigio-cenere nella porzione basale. Sono calcilutiti e calcareniti grossolane di colore avana e grigio chiaro con sporadiche intercalazioni di calcari ceroidi bianchi. Nella porzione superiore, al contatto con i sedimenti terziari, preval-

gono calcilutiti bianche sottilmente stratificate con strati dello spessore di 20-40 centimetri.

Sia i calcari che le dolomie sono regolarmente stratificati: i primi in strati dello spessore di 40-70 centimetri, le seconde anche in banchi di 120-150 centimetri.

I macrofossili sono rappresentati esclusivamente da Rudiste (*Hippuritidae* e *Radiolitidae*) in frammenti e intere; alcuni strati ne sono particolarmente abbondanti e costituiscono delle biostrome.

I microfossili sono rappresentati da: *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Miliolidae*, *Textulariidae*, *Lituolidae*, *Ataxophragmiidae*, *Globigerinidae*, Ostracodi, Spicole di Spugne e Radiolari.

Questa associazione è caratteristica della *Cenozona a Cuneolina pavonia parva e Dicyclina schlumbergeri* (Sartoni e Crescenti) e permette quindi di ascrivere al Turoniano-Senoniano questo membro il cui spessore si aggira sui 130-160 metri.

Le assise cretaciche ora descritte rientrano nella cosiddetta « *area esterna* » (D'Argenio 1963 [20]) caratterizzata da una sedimentazione continua dal Trias superiore al Cretacico superiore e che forma una fascia estesa dagli Aurunci ai Monti di Caserta ai Monti Lattari. In quest'area durante il Cretacico si è avuta sedimentazione continua mentre nella « *piattaforma centrale con bauxiti* » e nella « *fascia di transizione* » la sedimentazione, durata fino all'Albiano, si è interrotta per poi riprendere nel Cenomaniano superiore e nel Turoniano.

Testimonianza del periodo di emersione sono i depositi bauxitici, o comunque sedimenti ad essi corrispondenti, che si rinvengono nel gruppo del Monte Maggiore, nel massiccio del Matese e nel gruppo del Taburno-Camposauro; questi depositi di ambiente continentale mancano nella serie del Monte Massico.

e) *Miocene*

La serie miocenica è in trasgressione pseudoconcordante sui calcari del Cretacico superiore.

Nella successione miocenica si sono distinti quattro membri. La potenza complessiva si aggira sui 200-220 metri (fig. 5).

Il primo membro è rappresentato da calcareniti marnose grigiastre e giallastre che passano lateralmente a conglomerati a cemento arena-

ceo-marnoso. Gli strati hanno spessori variabili da 30 a 80 centimetri. La potenza del membro è variabile da un minimo di qualche metro fino a qualche decina di metri.

Si rinvengono: scarsi Pettinidi, rari Ostreidi, Litotamni di piccole dimensioni, abbondanti Briozoi, *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Elphidium* cfr. *crispum* LINNEE, *Miogypsina* cfr. *gunteri* COLE e Lepidocycline (*Nephrolepidina* sp., ecc.).

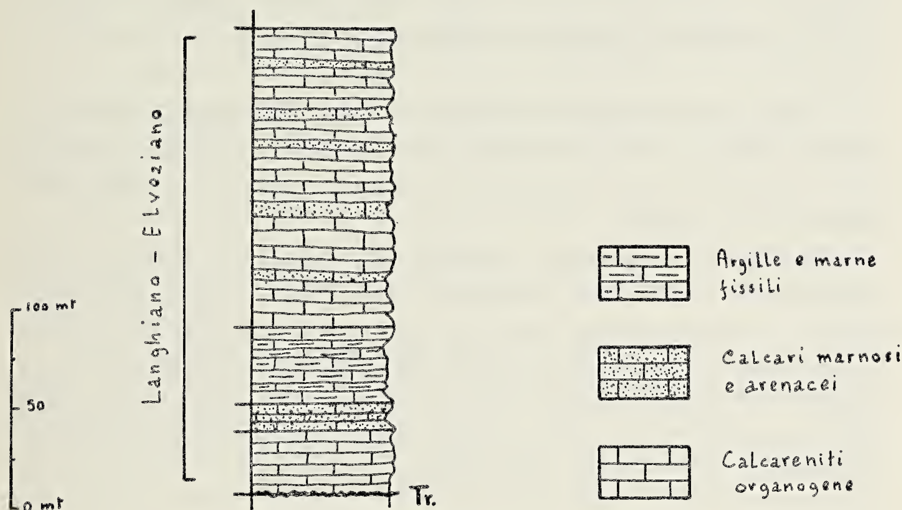


Fig. 5.

Seguono calcari arenacei, calcari marnosi e marne di colore generalmente grigio, con qualche intercalazione di argille fissili e con abbondante fauna a Orbuline e Globigerine. Lo spessore è dell'ordine della decina di metri.

Il passaggio tra le calcareniti a Litotamni e Briozoi e questo secondo membro calcareo-marnoso-arenaceo, pur essendo graduale, è molto rapido.

Il terzo membro è rappresentato da una successione di argille fissili grige con qualche intercalazione di calcari cristallini. Il suo spessore è compreso tra 10 e 50 metri. Gli strati sono regolari ed hanno uno spessore medio di 20-40 centimetri.

Il quarto membro è costituito da un'alternanza di calcareniti grossolane grige, calcari arenacei e arenarie giallastre. Nelle calcareniti si rinvengono abbondanti Briozoi, *Amphistegina* sp., e Dasycladacee. Il suo spessore si aggira sui 150-170 metri.

La presenza di Miogypsine nella porzione basale del primo membro della successione miocenica permette di affermare che le calcareniti a Litotamni e Briozoi sono di età anteriore all'Elveziano e cioè, secondo SELLI [66], dell'Aquitaniano-Langhiano. Per la presenza di *Miogypsina cfr. gunteri* COLE si può avanzare l'ipotesi che la trasgressione sia dell'Aquitaniano.

Le calcareniti a Litotamni e Briozoi arriverebbero alla base dell'Elveziano; i successivi calcari marnosi ed arenacei con Orbuline e Globigerine sarebbero dell'Elveziano inferiore e medio; il quarto membro potrebbe appartenere all'Elveziano superiore.

I sedimenti miocenici del Massico si discostano alquanto sia per i caratteri litologici che per le associazioni di fossili da quelli del Matese e del Casertano, mentre sono abbastanza simili a quelli del Lazio meridionale e del Cilento.

L'età della trasgressione nell'area del Massico è probabilmente aquitaniana o, per lo meno, langhiana. SELLI [66] distingue, nell'ampio fenomeno trasgressivo che interessò gran parte dell'Appennino meridionale, due fasi successive: una di età aquitaniano-elveziana ed una seconda elveziana. Il Massico fu interessato dalla prima fase della trasgressione miocenica che si estese contemporaneamente nel Lazio meridionale, nell'Abruzzo e nel Cilento meridionale.

f) *Quaternario*

I sedimenti quaternari sono rappresentati da brecce stratoidi, da detriti di falda, con vario grado di cementazione, e da tufi vulcanici.

Questi sedimenti di facies continentale sono essenzialmente clastici.

Sul versante occidentale del gruppo montuoso vi sono coperture di brecce che poggiano sul Mesozoico calcareo dolomitico. Sono piccoli affioramenti di spessore esiguo non superiore ai 5-8 metri. Nelle brecce, a volte ben cementate, si notano alcuni livelli ocracei. Gli elementi che le compongono, a spigoli vivi, hanno dimensioni comprese tra 5 e 10 centimetri e provengono dal basamento calcareo-dolomitico mesozoico. Il cemento è calcareo, talvolta si possono notare plaghe alabastrine di colore bianco o rosato. L'immersione delle brecce è generalmente conforme al pendio.

Frequentemente lungo i margini del gruppo montuoso si rinvengono detriti di falda in esili coltri che sono, a loro volta, parzialmente

ricoperte dai depositi piroclastici. Il detrito di falda è sempre poco o niente cementato e non è mai stratificato.

Il rilievo del Monte Massico è circondato lungo i margini delle pianure dei fiumi Garigliano e Volturno da una coltre di materiali piroclastici.

Verso la pianura del Volturno si rinvengono dei tufi grigiastri e giallastri, abbastanza litoidi, con inclusioni di pomici e scorie, a volte di dimensioni notevoli, dell'ordine delle decine di decimetri; i tufi sono generalmente caotici. Questi tufi sono sul tipo del tufo campano.

Spostandosi a NO, verso il margine meridionale del Roccamonfina, i tufi divengono terrosi ed il loro colore tende marcatamente al grigio.

Sull'altro versante, verso la pianura del Garigliano, i tufi quasi sempre grigiastri, sono terrosi e poco coerenti; anche qui hanno giacitura caotica.

L'accumulo dei tufi che bordano il Monte Massico è dovuto, in parte, ai tufi lì deposti originariamente e, in parte, ai tufi trasportati dalle acque dilavanti lungo le pendici dei rilievi ove si erano originariamente deposti.

Circa l'origine di questi materiali piroclastici vi sono due tendenze: alcuni Autori ammettono che essi siano dovuti a manifestazioni del vulcano di Roccamonfina (Panichi U. [49] e Tedesco C. [76]); altri tenderebbero ad ammettere che la loro origine sia in parte locale cioè dovuta a fenomeni vulcanici localizzati lungo i margini del rilievo calcareo (Scherillo A., Di Girolamo P., Franco E. e Vallante G. [63] e Gasparini P. [37]).

Il margine meridionale del Massico confina con la costa tirrenica. Qui i sedimenti terziari vengono a contatto con sabbie fini di colore grigio chiaro che costituiscono la serie delle dune litoranee.

V — Tettonica

a) *Generalità*

Il gruppo del Monte Massico è costituito da terreni calcareo-dolomitici mesozoici e da terreni arenaceo-marnosi terziari.

Le assise calcareo-dolomitiche immergono generalmente verso OSO con inclinazione variabile; con valori massimi (circa 35°) nella parte bassa della serie, nell'area settentrionale del gruppo, fino a raggiungere i 20°-25°, nella parte alta, in corrispondenza dell'area meridionale.

Sui terreni mesozoici poggiano in pseudoconcordanza i termini fliscioidi terziari, con contatto stratigrafico trasgressivo.

A queste due grandi distinzioni corrispondono caratteristiche litologiche e tettoniche che hanno permesso di distinguere due unità morfologico-strutturali.

La struttura della catena di rilievi è, nel complesso di stile rigido a faglie normali.

Il gruppo montuoso è limitato lungo i margini orientali ed occidentali, in corrispondenza delle pianure dei fiumi Volturno e Garigliano, da due faglie subparallele con direzione NNE.

Il blocco monoclinale che costituisce l'unità morfologica settentrionale è separato dalla unità meridionale da una faglia di distensione con andamento appenninico.

Nel suo insieme il gruppo del Monte Massico è costituito da monoclinali ben appilate e regolari che si inquadrano in un insieme di faglie appartenenti a due sistemi principali di cui uno prevalente con direzione NO-SE ed uno, subordinato, con direzione all'incirca NE-SO.

b) *Analisi tettonica*

Le dislocazioni che scompongono in manoclinali la catena dei rilievi hanno esclusivamente carattere distensivo, si tratta cioè di faglie dirette.

Il rigetto di queste faglie trasversali, ad andamento appenninico, è molto modesto (non supera i 100 metri); esse mettono a contatto, quasi sempre, terreni della stessa età.

Faglie di questo tipo si incontrano tra Monte Pecoraro e Monte Tre Croci, tra Monte S. Martino e Monte Mastro Giacomo; hanno direzione NO-SE e immergono leggermente verso SO.

Le uniche faglie trasversali con rigetto notevole, che va da 500 a 700 metri, sono quelle che interessano i margini del Monte Finocchiaro. Questo rilievo rientra nella unità morfologico-strutturale settentrionale ed è separato, verso nord, dalle propaggini orientali del Monte Tre Croci, da una serie di faglie con andamento prevalente in direzione NO-SE.

Queste dislocazioni mettono a contatto i calcari cretacici di Monte Finocchiaro con i terreni liassici di Monte Tre Croci.

Nella parte sud-occidentale di Monte Finocchiaro una faglia in direzione NO-SE, corrispondente all'incisione della Valle delle Conche,

mette a contatto il Cretacico di Monte Finocchiaro con le assise giurassiche del Monte Mastro Giacomo.

Ancora in questa unità morfologico-strutturale si rinvengono faglie ad andamento appenninico sempre però interessanti terreni della stessa età; una in corrispondenza dei calcari del Cretacico inferiore di Colle



Fig. 6. — Pendici meridionali del M. Massico. Notare la faglia trasversale, in direzione appenninica, che divide l'unità morfologico-strutturale settentrionale da quella meridionale.

le Mandre e l'altra è visibile in corrispondenza dei terreni del Cretacico superiore affioranti alle pendici occidentali del Monte Massico.

L'unità morfologico-strutturale settentrionale e quella meridionale sono divise da una faglia ed andamento appenninico con un piano inclinato di pochi gradi verso SO (fig. 6).

Appariscenti liscioni in relazione a tale faglia affiorano in alcuni tratti lungo le pendici meridionali del M. Massico. La fig. 7 illustra quello che si può osservare in località Pietrascivola.

In corrispondenza di questa faglia, localizzata tra le pendici meridionali del Monte Massico ed i rilievi di Monte Malagna e Poggio La Battuta, vengono a contatto i termini fliscioidi miocenici con i calcari del Cretacico.

L'unità morfologico-strutturale meridionale per le sue caratteristiche litologiche si presenta, in alcune parti, scompaginata per effetto delle sollecitazioni tettoniche. La sua uniformità è interrotta da faglie



Fig. 7. — Particolare della fig. 6. Liscione di faglia in località Pietrascivola.

in corrispondenza degli affioramenti di Monte Crestagallo e di Monte Petrino, rappresentati da monoclinali cretaciche.

In quest'area si notano, anche con una certa frequenza, delle superfici di scivolamento suborizzontali, o poco inclinate, che caratterizzano il contatto tra i calcari e i materiali fliscioidi (fig. 8). Dette superfici seguono all'incirca l'andamento delle stratificazioni dei calcari, cioè immergono presso a poco in direzione SSO.

La catena di rilievi che costituisce il gruppo del Monte Massico

è limitata lungo i margini orientali ed occidentali da faglie subparallele con direzione NNE.

Queste faglie hanno un rigetto notevole comprendente tutti i termini del Mesozoico, dal Trias superiore affiorante all'estremo settentrionale del gruppo, fino al Cretacico superiore, e i termini del Miocene inferiore e medio, trasgressivi sul Mesozoico, affioranti sulla sua parte meridionale.



Fig. 8. — Superficie di scivolamento tra i calcari cretacici ed il flysch miocenico, leggermente inclinata, immergente verso SSO, in località Pietrascivola.

Lo spessore complessivo di questa serie si aggira sui 1500-1600 metri, pertanto è lecito supporre, che le faglie marginali del gruppo montuoso abbiano un rigetto di quest'ordine di grandezza o anche più.

Delle due faglie marginali, subparallele, quella sul lato orientale potrebbe avere un rigetto maggiore dell'altra per l'andamento degli strati, in quanto essi sul margine orientale, si presentano a reggipoggio.

Dal rilevamento gravimetrico (Gasparini P. 1965 [37]), effettuato tra le pendici meridionali del Monte Massico e del Monte Petrino, in corrispondenza della Fossa del Ballerino e della Fossa Barbata, interpetrati come crateri di esplosione, si è potuto notare che l'ossatura calcarea giace a circa 1500 metri di profondità; spostandosi verso ovest è stata individuata un'altra massa calcarea, sotto la copertura di tufi ed alluvioni, a non più di 100 metri di profondità; queste due masse calcaree vengono a contatto per faglia. In corrispondenza della faglia con rigetto maggiore si sono individuate intrusioni di masse ignee.

Spostandosi ancora verso ovest, proprio sulle pendici del Monte Massico è stato possibile riscontrare, mediante lo studio di alcune serie stratigrafiche, che a quota di circa 200 metri compare un altro disturbo, non visibile sul terreno morfologicamente, con un rigetto non superiore ai 50-60 metri.

Queste osservazioni permettono di confermare quanto ipotizzato circa l'entità delle faglie marginali del gruppo montuoso. Nello stesso tempo permettono di accertare che alla faglia principale, sono associate almeno altre due faglie con rigetti di entità minore, procedendo dai margini verso il massiccio montuoso, formando così una struttura a gradinata.

Sul versante occidentale non sono stati eseguiti rilievi gravimetrici ma è da supporre che si ripetano le stesse situazioni.

c) *Considerazioni*

I sistemi di faglie, marginali e trasversali, che interessano il gruppo del Monte Massico appartengono ad un'unica fase tettonica che ha avuto come effetto principale il sollevamento delle monoclinali costituenti il gruppo montuoso, rispetto alle aree circostanti ora colmate dai depositi vulcanici e alluvionali quaternari fino agli attuali.

Benchè le faglie longitudinali e quelle trasversali sembrino appartenere ad un'unica fase tettonica, è da rilevare che le seconde sono da considerare meno importanti. Esse hanno operato principalmente nel senso di determinare una differenziazione negli spostamenti subiti dai singoli blocchi monoclinali.

Le faglie marginali principali sono associate a faglie secondarie con rigetti sempre minori spostandosi dalla pianura verso il massiccio montuoso, in modo da formare una gradinata.

Il gruppo del Monte Massico taglia trasversalmente l'allineamento vulcanico rappresentato dal Vesuvio, dal Roccamonfina e dai Vulcani Ernici.

L'allineamento, in direzione NNE, delle faglie marginali che delimitano il gruppo montuoso, quasi certamente prosegue a settentrione incontrando prima il Roccamonfina e poi l'affioramento delle lave di Presenzano (Sgrosso I. e Aiello R. 1963 [75]).

Verosimilmente le faglie marginali del Monte Massico, hanno favorito la risalita di masse ignee.

All'incirca lungo la stessa direzione è disposto l'allineamento delle forme crateriche individuate e descritte da Scherillo, Franco, Di Girolamo e Vallante. Questi Autori interpretano tali forme crateriche come eruzioni gassose avvenute lungo una stessa frattura.

VI — Conclusioni

Dopo aver descritto in dettaglio le caratteristiche litobiostratigrafiche e tettoniche, si riassumono le stesse per inquadrarle nell'ambito della geologia regionale; si espongono alcune considerazioni sulla evoluzione del Monte Massico, in relazione agli eventi geologici.

La successione stratigrafica affiorante, va dal Norico superiore al Cretacico superiore, in continuità di sedimentazione. Segue un periodo di emersione cui succede, nel Miocene, la trasgressione langhiana.

Quest'area a sedimentazione continua, con facies neritica, rientra nell'*area esterna* individuata da D'Argenio [20].

La successione mesozoica inizia con dolomie straterellate bituminose corrispondenti, molto probabilmente, sia alle dolomie foglìettate lastriformi di Filettino (Monti Simbruini), che alla parte alta degli « *scisti ittiolitici* » dei Monti Picentini. Seguono calcari dolomitici con liste e noduli di selce, dolomie bianche e grige a *Gervilleia* e *Megalodon* e dolomie saccaroidi prive di fossili. Queste ultime, nella porzione superiore, corrispondono alla *zona sterile* sottostante ai calcari a *Palaeodasycladus.*

Il Giura-Lias ed il Cretacico sono rappresentati da una alternanza monotona di calcari e dolomie, con particolare abbondanza di queste ultime nel Lias superiore, nel Giurassico medio e superiore e nel Cretacico inferiore; le caratteristiche successioni di microfacies riconosciute ne hanno permesso la datazione.

Sul Cretacico superiore trasgredisce una serie costituita da: calcari a Briozoi e Litotamni, calcari arenacei, marne e calcari marnosi grigio cenere, argille fissili e brecciole. Nei calcari a Briozoi e Litotamni si è rinvenuta una associazione di microfossili che permette di riferire al Miocene, certamente del Langhiano e probabilmente dell'Aquitaniano, la parte basale della successione miocenica affiorante, che arriva fino all'Elveziano superiore.

È da mettere in rilievo che alla base della *zona sterile*, nel Retico-Hettangiano, si rinvengono alcuni livelli di brecce policrome e poligeniche a cemento dolomitico.

I terreni affioranti non differiscono sostanzialmente dai sedimenti coevi di altre zone dell'Appennino campano.

Le differenze più marcate sono rappresentate dalle variazioni degli spessori che nel gruppo del Massico sono generalmente ridotti, in special modo nel Mesozoico medio. È ancora da notare l'intensa dolomitizzazione delle rocce affioranti, specialmente nella porzione inferiore e media del Mesozoico.

Le differenze degli spessori della serie mesozoica sono da mettere in rapporto con le variazioni delle velocità di subsidenza nelle varie zone dell'Appennino calcareo-dolomitico. Nell'area del Massico questa velocità doveva essere ridotta rispetto a quella delle aree limitrofe. In quest'area con caratteri alquanto particolari il processo di dolomitizzazione, forse, è stato favorito da eventuali « rotture di equilibrio » del fondo del bacino (Cayeux L. 1935 [11] e Geze B. 1945 [38]) provocate dalle supposte variazioni di velocità di subsidenza rispetto alle aree limitrofe.

Le caratteristiche stratigrafiche dell'area in esame fanno pensare ad una persistenza di facies di piattaforma in tutta la successione stratigrafica, fino al Miocene medio, allorquando il bacino di sedimentazione si approfondisce rapidamente e avviene la deposizione dei sedimenti prevalentemente arenacei dell'Elveziano.

Queste caratteristiche ambientali sono comuni anche agli altri gruppi calcarei che fanno parte dell'*area esterna* e che costituiscono una fascia ininterrotta dagli Aurunci, ai Monti di Caserta, ai Monti Lattari.

Anche le vicende tettoniche si inquadrano in quelle proprie della *area esterna*.

In quest'area non si hanno testimonianze dirette di fasi tettoniche fino al Cretacico medio; nel Cretacico superiore si sono verificati

movimenti di tipo epirogenetico che hanno variamente dislocato le monoclinali calcareo-dolomitiche mesozoiche.

In particolare nell'area del Monte Massico la presenza di brecce policrome alla base della *zona sterile* (Retico-Hettangiano), regolarmente intercalate nella successione stratigrafica, è da collegare ad instabilità del fondo del bacino. Non è da escludere che la instabilità del fondo del bacino, sia da collegare a movimenti precursori di più vistose fasi tettoniche, che hanno interessato nel Lias altri massicci montuosi dell'Appennino dove la fase tettonica liassica è documentata.

Situazione analoga si riscontra nei Monti Picentini dove si rinvengono identici livelli di brecce nella stessa posizione stratigrafica.

Nell'area in esame ai movimenti di tipo epirogenetico del Cretacico superiore segue una emersione durata fino al Miocene inferiore, nel Langhiano la trasgressione che ha interessato gran parte dell'Appennino meridionale ha ricoperto anche quest'area che è rimasta poi sommersa almeno fino all'Elveziano superiore.

Nel Miocene superiore, infine, le fasi tettoniche che hanno interessato tutto l'Appennino, hanno contemporaneamente condotto alla emersione del Monte Massico.

Probabilmente movimenti tardivi pliocenici e quaternari hanno determinato l'assetto attuale del gruppo che fu collegato al continente dai sedimenti marini e continentali del Quaternario.

Il gruppo del Massico taglia trasversalmente l'allineamento vulcanico Vesuvio-Roccamonfina-Ernici; è da notare che le faglie marginali del gruppo con direzione NNE-SSO sono faglie di notevole rigetto (dell'ordine delle migliaia di metri) lungo le quali si sarebbero potute verificare risalite di masse ignee.

Ciò è testimoniato dalla presenza delle masse ignee riscontrate nel rilevamento gravimetrico effettuato alla Fossa Barbata e alla Fossa del Ballerino e, molto probabilmente, dalla presenza delle lave di Presenzano la cui risalita potrebbe essere stata favorita, anche se non direttamente determinata, dalle faglie marginali del Massico.

Infine lungo l'allineamento NNE-SSO, ai margini del gruppo del Massico, probabilmente in corrispondenza della faglia marginale principale, sono state rilevate alcune forme crateriche interpretate come crateri di esplosione.

Istituto di Geologia dell'Università di Napoli.

RIASSUNTO

I terreni affioranti nel gruppo del Monte Massico sono compresi in una successione stratigrafica dal Trias superiore al Miocene superiore.

Il Mesozoico è rappresentato dal Norico superiore al Cretacico superiore in continuità di sedimentazione ed in facies neritica. Segue una lacuna paleocenica con successiva trasgressione del Miocene.

La serie mesozoica è costituita, alla base, da dolomie straterellate bituminose, cui seguono dolomie bituminose e calcari dolomitici con liste e noduli di selce. La porzione superiore è costituita dalle *dolomie a Gervilleia* e poi da dolomie bianche e grige, prive di fossili, fino all'Hettangiano.

Questa prima parte viene considerata di età compresa tra il Norico superiore e l'Hettangiano.

Il Giura-Lias è rappresentato da dolomie saccaroidi grige e gialle e, subordinatamente, da calcareniti, calciruditi e calcilutiti di colore grigio, rosato ed avana in cui si sono individuate, per i singoli piani: la *Cenozona a Palaeodasycladus* per il Lias, la *Cenozona a Pfenderina* per il Dogger, la *Cenozona a Kurnubia* e la *Cenozona a Salpingoporella* per il Malm.

Il Cretacico è stato distinto in Neocomiano-Cenomaniano e in Turoniano-Senoniano; la prima parte è rappresentata da calcilutiti e calciruditi di colore bianco e grigio e da dolomie cristalline grige e biancastre in cui è stato possibile riconoscere la *Cenozona a Cuneolina camposauri* e la *Cenozona a Cuneolina pavonia parva.* Il Turoniano-Senoniano, infine, è rappresentato quasi esclusivamente da calcilutiti bianche con rare intercalazioni di dolomie cristalline grigio cenere; è stata individuata la *Cenozona a Cuneolina pavonia parva e Dicyclina schlumbergeri.*

La serie mesozoica dal Norico superiore al Cretacico superiore ha uno spessore di circa 1500-1700 metri.

Il Miocene, trasgressivo sui calcari del Cretacico superiore, è rappresentato da una serie autoctona nella quale è possibile distinguere alla base calcareniti biancastre con Litotamni, Briozoi, Pettinidi, Ostreidi e Miogypsine; seguono calcari arenacei, calcari marnosi, marne grigio cenere e argille fissili grige e nerastre; chiude la successione un'alternanza di calcari detritici, calcari arenacei e brecciole calcaree.

L'età di questa serie è langhiano-elveziana, il suo spessore si aggira sui 200-220 metri.

Il rilievo del Massico è circondato da materiali piroclastici rappresentati da tufi grigiastri e giallastri sul tipo del tufo campano, e da depositi alluvionali.

La struttura della catena di rilievi è di stile rigido con faglie marginali subparallele, in direzione NNE-SSO, con rigetti dell'ordine del migliaio di metri e forse anche più, cui si associano faglie trasversali con rigetto dell'ordine delle centinaia di metri e meno.

L'area in esame è stata interessata nel Cretacico superiore da movimenti di tipo epirogenetico. Alla lacuna paleocenica è seguita la trasgressione del Miocene; solo movimenti tardivi pliocenici e quaternari hanno determinato l'assetto attuale del rilievo calcareo.

SUMMARY

The levels outcropping in the Monte Massico group are included in a stratigraphyc series from the Upper Trias to the Upper Miocene.

The Mesozoic is present from the Upper Norian to the Upper Cretaceous in a continuous sedimentation and in a neritic facies. After a paleocenic gap, there is the Miocene transgression.

The mesozoic series is formed; at its basis, by bituminous thin-bedded dolomites followed by bituminous dolomites and dolomitic limestones with nodular and thin-bedded chert.

The Upper layer is formed by dolomites with *Gervilleia* and then, by white and grey dolomites without fossils to the Hettangian. The age of this first part is considered to be between the Upper Norian and the Hettangian.

The Jurassic is represented by grey and yellow sugar-like dolomites and then by grey, pink and havana calcarenites, calcirudites, calcilutites in which may detected — at the single levels — the *Palaeodasycladus Cenozone* for the Lias, the *Pfenderina Cenozone* for the Dogger, the *Kurnubia Cenozone* and *Salpingoporella Cenozone* for the Malm. The Cretaceous has been distinguished into Neocomian-Cenomanian and into Turonian-Senonian; the first part is formed by the white and grey calcirudites and calcilutites and by grey and whitish crystalline dolomites where the *Cuneolina camposauri Cenozone* and the *Cuneolina pavonia parva Cenozone* have been found. The Turonian-Senonian is represented almost exclusively by white calcilutites with few intercalations of ash frey crystalline dolomites the *Cuneolina pavonia parva and Dicyclina schlumbergeri Cenozone* has been found.

The mesozoic series is 1500-1700 metres thick.

The Miocene, overlapping on the Upper Cretaceous limestones, is represented by an autochthonous series in which whitish calcarenites with Miogypsina, Bryozoa,Lithotamnia, etc. have been found; ash grey arenaceous limestones, marly limestones, marls and grey and blackish shale follow. Detrital and arenaceous limestones and calcareous breccias close the series.

The age of this series is Langhian-Elvetian, its thickness is about 200-220 metres.

The Massico group is surrounded by pyroclastic materials represented by coherent greyish and yelloish tufas similar to the Campania type and by alluvional sediments.

The mountains framework is rigid with NNE-SSW sub-parallel marginal faults with some thousands metres throws, with transversal faults having throws of some hundreds metres or less.

This area has been affected by epirogenetic movements during the Upper Cretaceous. The paleocenic gap has been followed by a Miocene overlaps; only late pliocenic and quaternary movements determined the present framework of the calcareous group.

BIBLIOGRAFIA

[1] Accordi B., *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale.* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. IV, pp. 595-633, figg. 6. Bologna, 1963.

[2] Ambrosetti P., *Sulla presenza di una forma evoluta di Hippurites nel Cretaceo superiore del Lazio meridionale.* « Geol. Romana », vol. II, pp. 213-214, figg. 3. Roma, 1963.

[3] Ardigò G., *Osservazioni geologiche nell'alta valle del Tusciano e nella media valle del Sele. Considerazioni generali sull'evoluzione geologica dei M. Picentini (Appennino meridionale).* « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 77, fasc. 1°, pp. 253-291. Roma, 1958.

[4] Beneo E., *La formazione mesozoica di Filettino e Collepardo (Monti Simbruini ed Ernici).* « Boll. R. Uff. Geol. d'It. », vol. 61, nota 2, pp. 1-8, figg. 2, tavv. 2. Roma, 1936.

[5] Beneo E., *Appunti geologici sulle regioni dell'Appennino centrale comprese nel foglio* 151 (*Alatri*). « Boll. R. Uff. Geol. d'It. », vol. 63, nota 2, pp. 1-75, figg. 20, tavv. 4. Roma, 1938.

[6] Beneo E., *Accumuli terziari di risedimentazione (Olisthostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine.* « Boll. Serv. Geol. d'It. », vol. 78, fasc. 1°-2°, pp. 291-319, fig. 1. Roma, 1956.

[7] Cassetti M., *Osservazioni geologiche sul Monte Massico presso Sessa Aurunca in provincia di Caserta.* « Boll. R. Com. Geol. d'It. », vol. 25, pp. 160-166, figg. 2. Roma, 1894.

[8] Cassetti M., *Rilevamento geologico di alcuni gruppi montuosi dell'Italia meridionale.* « Boll. R. Com. Geol. d'It. », vol. 27, pp. 313-332. figg. 2. Roma, 1896.

[9] Catenacci E., *Sulla presenza di masse calcaree mesozoiche incluse nei sedimenti miocenici nella media valle del T. Ausente (Lazio meridionale).* « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 83, fasc. 3°, pp. 247-254. Roma, 1964.

[10] Catenacci E., De Castro P., Sgrosso I., *Complessi guida del Mesozoico calcareo-dolomitico del Matese orientale.* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 4. Bologna, 1963.

[11] Cayeux L., *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées.* Paris, 1935.

[12] Cestari G., *Notizie geologiche sul flysch del Monte Massico.* « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 83, fasc. 3°, pp. 277-283. Roma, 1964.

[13] Civita M., *Osservazioni geologiche nei Monti di Maratea (Lucania meridionale).* « Mem. e Note dell'Ist. di Geol. Appl. Napoli », vol. 9, nota 4. Napoli, 1963-64.

[14] Colacicchi R., *La facies di transizione della Marsica nord-orientale. I - Serie della Serra Sparviera e della Rocca di Chiarano.* « Geol. Romana », vol. 3°, pp. 93-124, figg. 17, tavv. 2. Roma, 1964.

[15] Colalongo M. L., *Sellialveolina viallii n. gen. n. sp. di Alveolinide cenomaniano dell'Appennino meridionale.* « Gior. Geol. », s. 2ª, vol. 30, pp. 361-370, figg. 2, tav. 1. Bologna, 1963.

[16] Crescenti U., *Praerhapydionina murgiana n. sp. (Foraminifero) e Neomacroporella cretacica n. gen. n.sp. (Alga calcarea-Dasicladacea), nuovi microfossili dell'Italia meridionale.* « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 83, fasc. 1°, pp. 5-10, tavv. 2. Roma, 1964.

[17] Crescenti U. e Sartoni S., *Sintesi biostratigrafica del Mesozoico dell'Italia meridionale.* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 4. Bologna, 1964.

[18] D'Argenio B., *Sul Miocene autoctono del Monte Camposauro (gruppo del Taburno-Benevento).* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 70, pp. 77-79. Napoli, 1961.

[19] D'Argenio B., *Sull'età dei livelli a requienie nell'Appennino campano.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 71, pp. 146-156. Napoli, 1962.

[20] D'Argenio B., *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 4, fasc. 2, pp. 53, figg. 10, tavv. 8. Bologna, 1962.

[21] D'Argenio B., *Linee isopiche e strutturali cretaciche persistenti nell'Appennino campano.* « Rendic. Acc. Sc. fis. e mat. in Napoli », vol. 30, s. 4ª, pp. 367-393, figg. 10. Napoli, 1963.

[22] D'Argenio B., *I calcari ad ittioliti del Cretacico inferiore del Matese.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. in Napoli », vol. 4, s. 3ª, n. 4, pp. 65, figg. 17, tavv. 7. Napoli, 1963.

[23] D'Argenio B. e Pescatore T. *Stratigrafia del Mesozoico nel gruppo del Monte Maggiore (Caserta).* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 71, pp. 55-70, tav. 1. Napoli, 1962.

[24] D'Argenio B. e Pescatore T., *La tettonica del gruppo del Monte Maggiore.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 72, pp. 77-85, figg. 2, tav. 1, Napoli, 1963.

[25] De Castro P., *Sulla presenza del Giura (Dogger-Malm) nei Monti Aurunci.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 71, pp. 16-19, tavv. 4. Napoli, 1962.

[26] De Castro P., *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 71, pp. 1-34, figg. 5, tavv. 19. Napoli, 1962.

[27] De Castro P., *Nuove osservazioni sul livello ad Orbitolina in Campania. (Nota Preliminare).* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 71, pp. 103-135, fig. 1, tavv. 8 Napoli, 1962.

[28] De Castro P., *Cuneolina scarsellai n. sp. nel Cretacico dell'Appennino meridionale.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 72, pp. 71-76, fig. 1, tavv. 2. Napoli, 1963.

[29] De Castro P., *Su di un nuovo foraminifero del Cretacico inferiore dell'Appennino meridionale.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 73, pp. 55-61, figg. 2. tavv. 6. Napoli, 1964.

[30] De Castro P., *Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretacico della Campania. Note stratigrafiche nel gruppo montuoso del Tifata.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 74, pp. 317-372, figg. 9, tavv. 22. Napoli, 1965.

[31] de Riso R., *Osservazioni geologiche sui monti di Gaeta.* « Mem. e note dell'Ist. di Geol. Appl. Napoli », vol. 9, nota 3. Napoli, 1963-64.

[32] Devoto G., *Zone ad Alveolinidae nel Cretaceo e Paleocene del Lazio ed Abruzzo centro-meridionale.* « Geol. Romana ». vol. 3, pp. 405-414, tavv. 2. Roma, 1964.

[33] Farinacci A., *Nuovo genere di Verneulinidae (Foraminifera) marker di zona del Senoniano inferiore.* « Geol. Romana ». vol. 1, pp. 5-10, fig. 1, tavv. 5. Roma, 1962.

[34] Farinacci A., *Sulla posizione sistematica e stratigrafica di Protopeneroplis striata* Weyn-Schenk, 1950 *(Foraminifera).* « Geol. Romana », vol. 3, pp. 41-48, figg. 5. Roma, 1964.

[35] Farinacci A. e Radoicic R., *Correlazione tra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne.* Rendiconti a « La Ricerca Scientifica », s. 2ª, vol. 7, n. 2. Roma, 1964.

[36] Galdieri A., *Sul Trias dei dintorni di Giffoni. Contributo alla conoscenza del terreno triassico del salernitano.* « Atti Acc. Pont. », s. 2ª, 13, n. 8, pp. 1-124. tavv. 3. Napoli, 1908.

[37] Gasparini P., *Contributo allo studio di alcune forme crateriche in prossimità di Monte Massico (Caserta) mediante misure di gravità.* « Ann. Oss. Vesuviano », vol. 7, s. 6ª. Napoli, 1965.

[38] Geze B., *La dolomitisation des calcaires de la Montagne Noire et des Causes.* « Bull. Soc. hist. nat. Toulouse », vol. 84, 1-2 trim., pagg. 113-128. Toulouse, 1949.

[39] Ietto A., *Nuovi aspetti della tettonica della serie calcareo-dolomitica nel salernitano.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 72, pp. 31-44, figg. 6, tavv. 2. Napoli, 1963.

[40] Ietto A., *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei Monti di Caserta.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 72, pp. 97-108, fig. 1, tavv. 5. Napoli, 1963.

[41] Ietto A., *Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese (Appennino campano).* « *Boll. Soc. Natur. in Napoli* », vol. 72, pp. 112-116. Napoli, 1964.

[42] Ietto A., *Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino meridionale).* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 74, pp. 65-85, figg. 13. Napoli, 1965.

[43] Jacobacci A., *Nuovi orientamenti sullo studio del flysch appenninico.* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 4. Bologna, 1963.

[44] Jacobacci A. e Martelli G., *Il significato degli Olisthostromi nel flysch appenninico.* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 4. Bologna, 1963.

[45] Lazzari A., *Sulla tettonica del Massiccio del Matese (Prov. di Benevento e di Campobasso). Nota preliminare.* « Contrib. Sc. geol. C.N.R. », I, pp. 112-114, (Suppl. al vol. 20 della « Ricerca Scientifica »). Roma, 1950.

[46] Manfredini M. *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana.* « Boll. Serv. geol. d'It. », vol. 74, pp. 101-130, tavv. 3. Roma, 1963.

[47] Ogniben L., *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta).* « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 75, fasc. 3°, pp. 169-179, figg. 3. Roma, 1957.

[48] Ogniben L., *Stratigrafia e microfaune del Terziario nella zona di Caiazzo (Caserta).* « Riv. Ital. Paleont. e Stratigr. », vol. 54, n. 2, pp. 89-142, tabb. 6; n. 3, pp. 199-286, tavv. 8. Milano, 1958.

[49] Panichi U., *Ricerche petrografiche sulla regione aurunca (vulcano di Roccamonfina).* « Mem. Soc. it. d. Sc. detta dei XL », s. 3ª, vol. 22, pp. 1-124, tavv. 5, bibl. Roma, 1922.

[50] Pescatore T., *Ricerche geologiche sulla Depressione molisano-sannitica.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. in Napoli », s. 3ª, vol. 5, n. 4, pp. 101-145, figg. 12, tavv. 9. Napoli, 1965.

[51] Pescatore T. e Vallario A., *La serie Mesozoica nel gruppo del Monte Maggiore (Caserta).* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 4, fasc. 2°. Bologna, 1963.

[52] Pescatore T. e Vallario A., *Impronte di fondo nelle dolomie di Profeti (Caserta).* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 72, pp. 228-236, figg. 3, tavv. 2. Napoli, 1963.

[53] Praturlon A., *Calcareous Algae from Jurassic-Cretaceous Limestone of Central Appennines (Southern Latium-Abruzzi).* « Geol. Romana », vol. 3, pp. 171-202, figg. 14, tabb. 6. Roma, 1964.

[54] SARTONI S. e COLALONGO M. L., *Sul Cretacico dei dintorni di Caiazzo (Caserta).* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 4, fasc. 2°, pp. 18, fig. 1, tavv. 4. Bologna 1964.

[55] SARTONI S. e CRESCENTI U., *La zona a Palaeodasycladus mediterraneus (PIA) nel Lias dell'Appennino meridionale.* « Gior. Geol. », s. 2ª, vol. 27 (1956-57), pp. 115-139, figg. 2, tavv. 3. Bologna, 1959.

[56] SARTONI S. e CRESCENTI U., *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale.* « Gior. Geol. », s. 2ª, vol. 29 (1960-61), pp. 162-302, tab. 1, tavv. XI-LII. Bologna, 1962.

[57] SCANDONE P. e SGROSSO I., *Considerazioni su una presunta lacuna liassica nei Monti Picentini (Salerno).* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. in Napoli », s. 4ª, vol. 29, tavv. 2. Napoli, 1962.

[58] SCANDONE P. e SGROSSO I., *Il Mesozoico nel gruppo montuoso della Accellica (Monti Picentini - Salerno).* « Mem. Soc .Geol. It. », vol. 4, fasc. 2°. Bologna 1963.

[59] SCANDONE P. e SGROSSO I., *Sulla paleogeografia della penisola sorrentina dal Cretacico superiore al Miocene.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 74, pp. 159-177, figg. 9, tavv. 10. Napoli, 1965.

[60] SCARSELLA F., *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale.* « Boll. Soc. Geol. It. », vol. 75, fasc. 3°, pp. 115-137. Roma, 1957.

[61] SCARSELLA F., *Sulla presenza del Lias nell'isola di Capri.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. in Napoli », s. 4ª, vol. 28, tavv. 2. Napoli, 1961.

[62] SCARSELLA F. e MANFREDINI M., *Relazione preliminare sul rilevamento geologico del gruppo del Matese (fogli 161 Isernia; 162 Campobasso; 172 Caserta; 173 Benevento).* « Boll. Serv. geol. d'It. », vol. 76, I (1954), pp. 575-579. Roma, 1955.

[63] SCHERILLO A., DI GIROLAMO P., FRANCO E. e VALLANTE G., *Forme crateriche tra Mondragone e Vairano (Caserta).* « Periodico di Min. », vol. 2-3, pp. 497-513, tavv. 19. Roma, 1966.

[64] SEGRE A. G., *Sulla struttura geologica del Golfo di Gaeta.* « Contrib. Sc. geol. C.N.R. », I, pp. 87, (Suppl. al vol. 20 della « Ric. Scient. »). Roma, 1950.

[65] SEGRE A. G., *Iª relazione sul rilevamento geologico del F. 171 Gaeta.* « Boll. Serv. geol. d'It. », vol. 78, pp. 357-362, fig. 1. Roma, 1956.

[66] SELLI R., *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* « Giorn. Geol. », s. 2ª, vol. 26 (1954-55), pp. 1-54, tavv. 9. Bologna, 1957.

[67] SELLI R., *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale.* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 3, pp. 737-789, fig. 1, tav. 1. Pavia, 1962.

[68] SERVIZIO GEOLOGICO, *Carta geologica d'Italia al 100.000: Foglio 171 - Gaeta.* Novara, 1912.

[69] SERVIZIO *Geologico, Carta geologica d'Italia al 100.000: Foglio 172 - Caserta.* Novara, 1912.

[70] SGROSSO I., *Calcari a Cladocoropsis: orizzonte guida del Malm nell'Appennino meridionale.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. in Napoli », s. 4ª, vol. 29. Napoli, 1962.

[71] SGROSSO I., *La trasgressione miocenica nel Matese centrale.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 72, pp. 150-163, tavv. 2. Napoli, 1963.

[72] SGROSSO I., *Il Lias e il Giura dei Monti Mai.* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 4, fasc. 2°. Bologna, 1963.

[73] SGROSSO I., *La serie stratigrafica di Serra delle Macchitelle in relazione ad alcune caratteristiche della tettonica del Matese.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 73, pp. 186-194. Napoli, 1964.
[74] SGROSSO I., *Variazioni di facies nel Lias dei Monti Mai (Salerno).* « Boll. Soc. Natural. in Napoli », vol. 74, pp. 403-419, figg. 4, tavv. 3. Napoli, 1965.
[75] SGROSSO I. e AIELLO R., *Bocca eruttiva presso Presenzano (Caserta).* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 72, pp. 285-291, figg. 5, tav. 1. Napoli, 1963.
[76] TEDESCO C., *Main Lines of the History of the Roccamonfina Volcano.* « Bull. Volcanologique », vol. 28. Napoli, 1965.
[77] VALLARIO A., *Osservazioni geologiche sul gruppo del Monte Massico (Caserta).* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. 4, fasc. 2°. Bologna, 1963.
[78] VALLARIO A., *Osservazioni geologiche sulla zona di Capriati a Volturno (Caserta).* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 72, pp. 132-137. Napoli, 1963.
[79] VALLARIO A., *Un motivo tettonico nei Monti di Ciorlano (Matese occidentale).* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 73, pp. 63-65, tav. 1. Napoli, 1964.
[80] VALLARIO A., *Osservazioni su alcuni affioramenti miocenici nel Casertano.* « Boll. Soc. Natur. in Napoli », vol. 73, pp. 176-185, figg. 6. Napoli, 1964.
[81] ZALAFFI M., *Su alcune piccole strutture affioranti nella piana di Cassino.* « Mem. Soc. Geol. It. », vol. IV, fasc. 1°, pp. 635-648, figg. 3. Bologna, 1963.

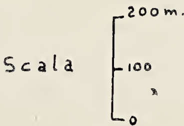
SIMBRUINI



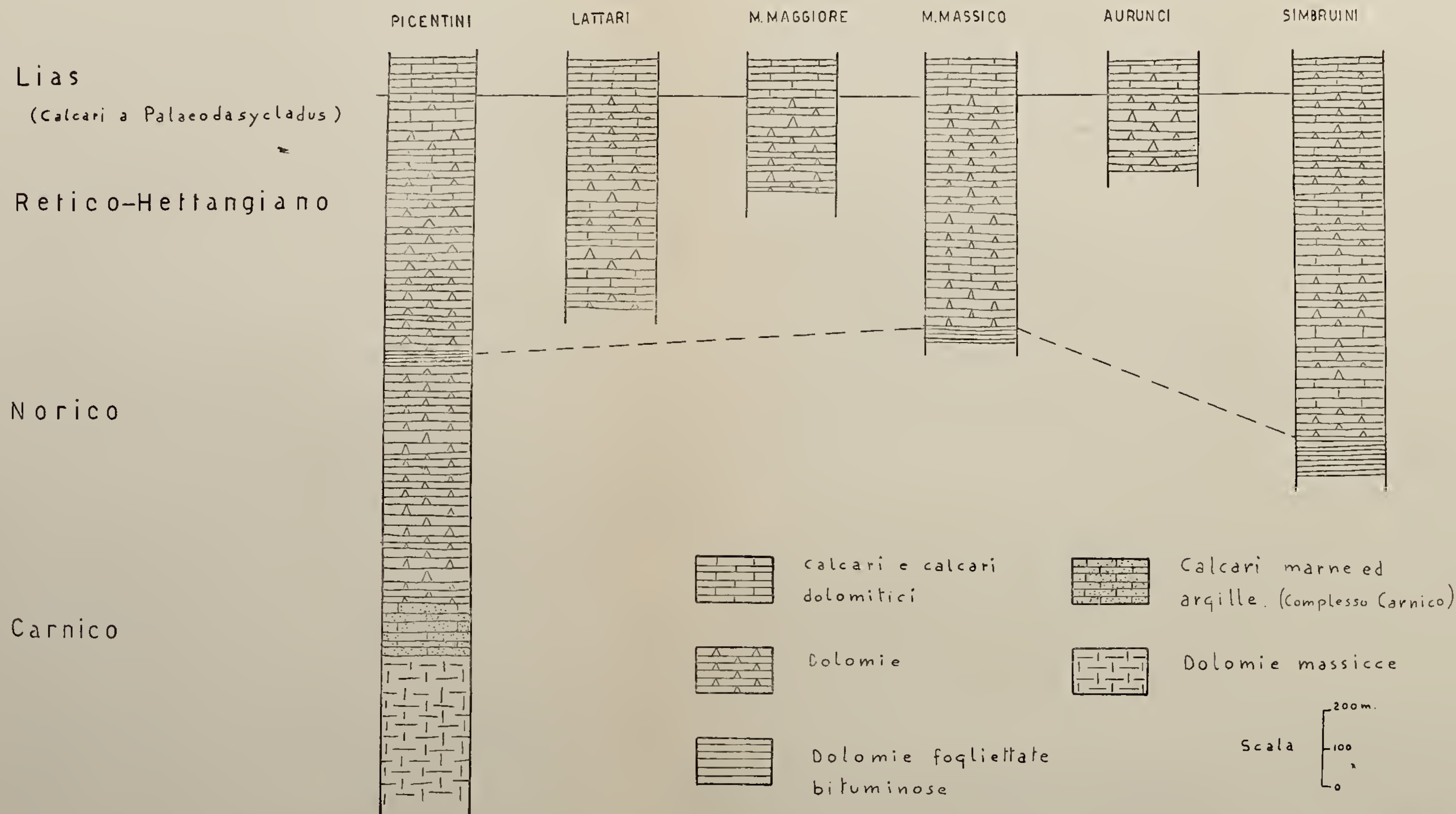
cari, marne ed
ille. (Complesso Carnico)

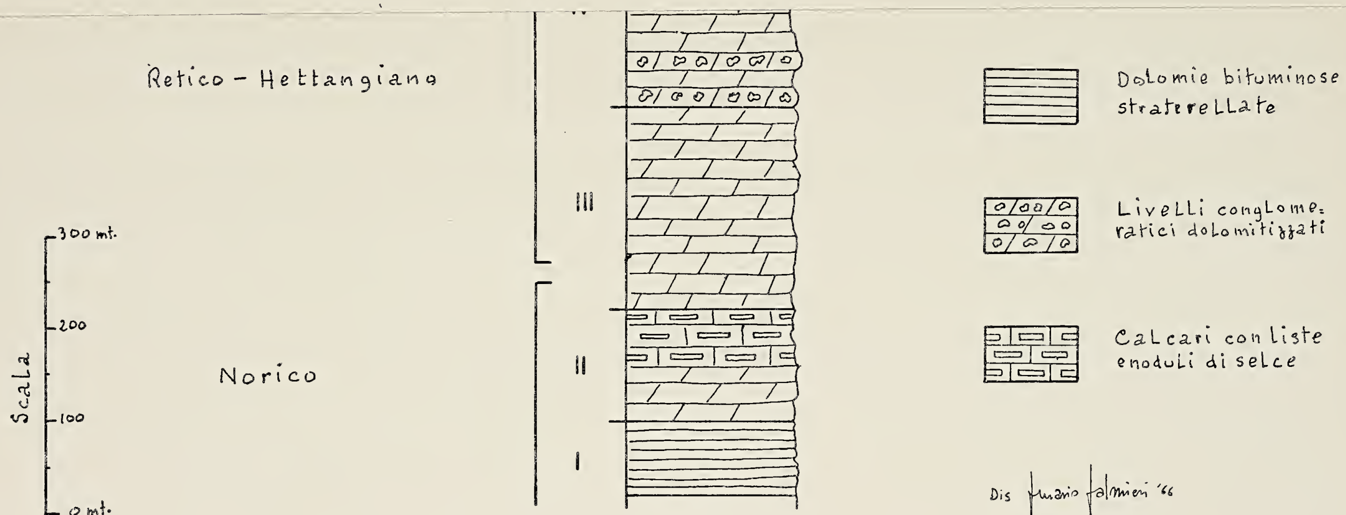
Carnico

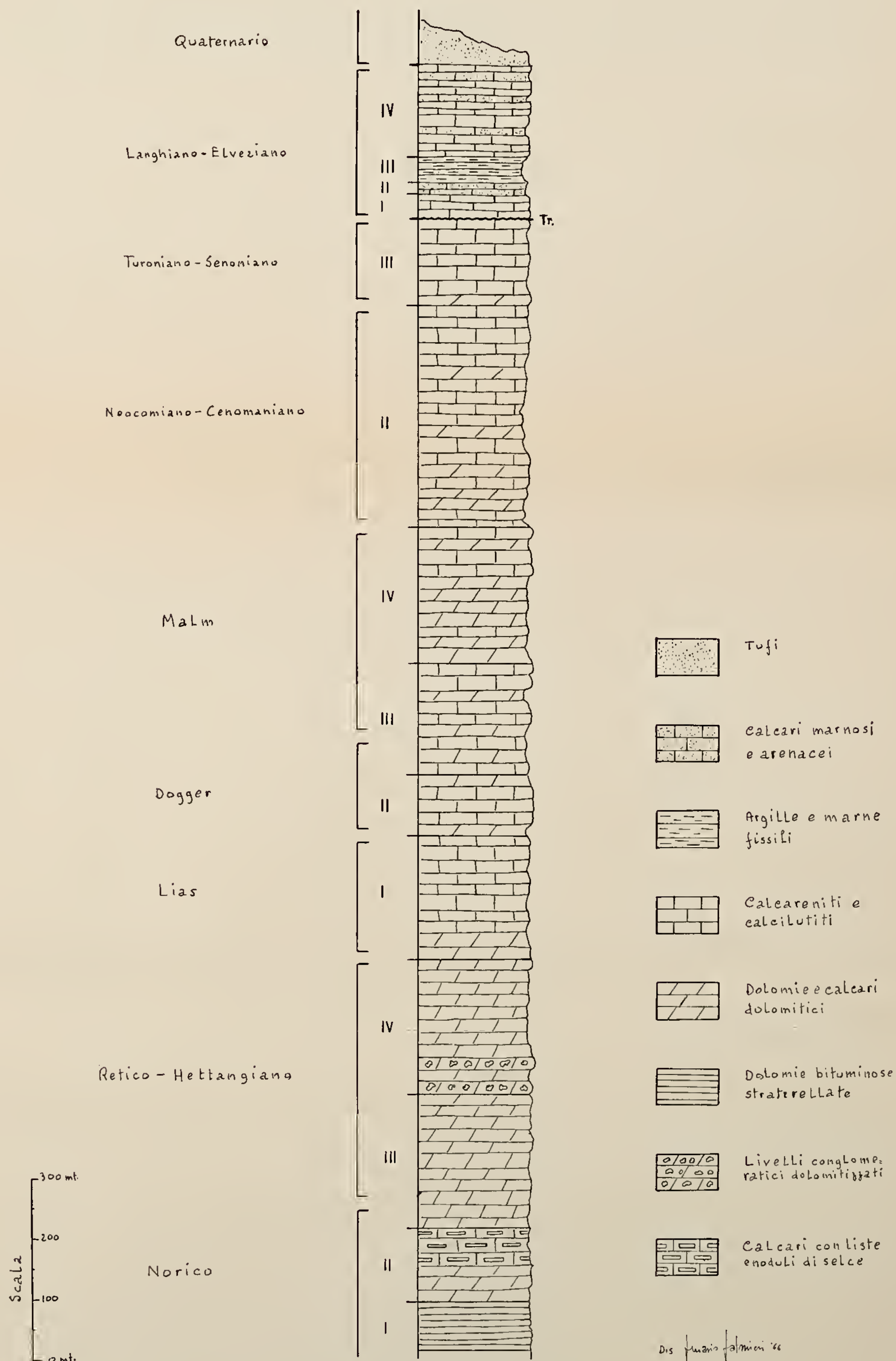
lomie massicce



Dis

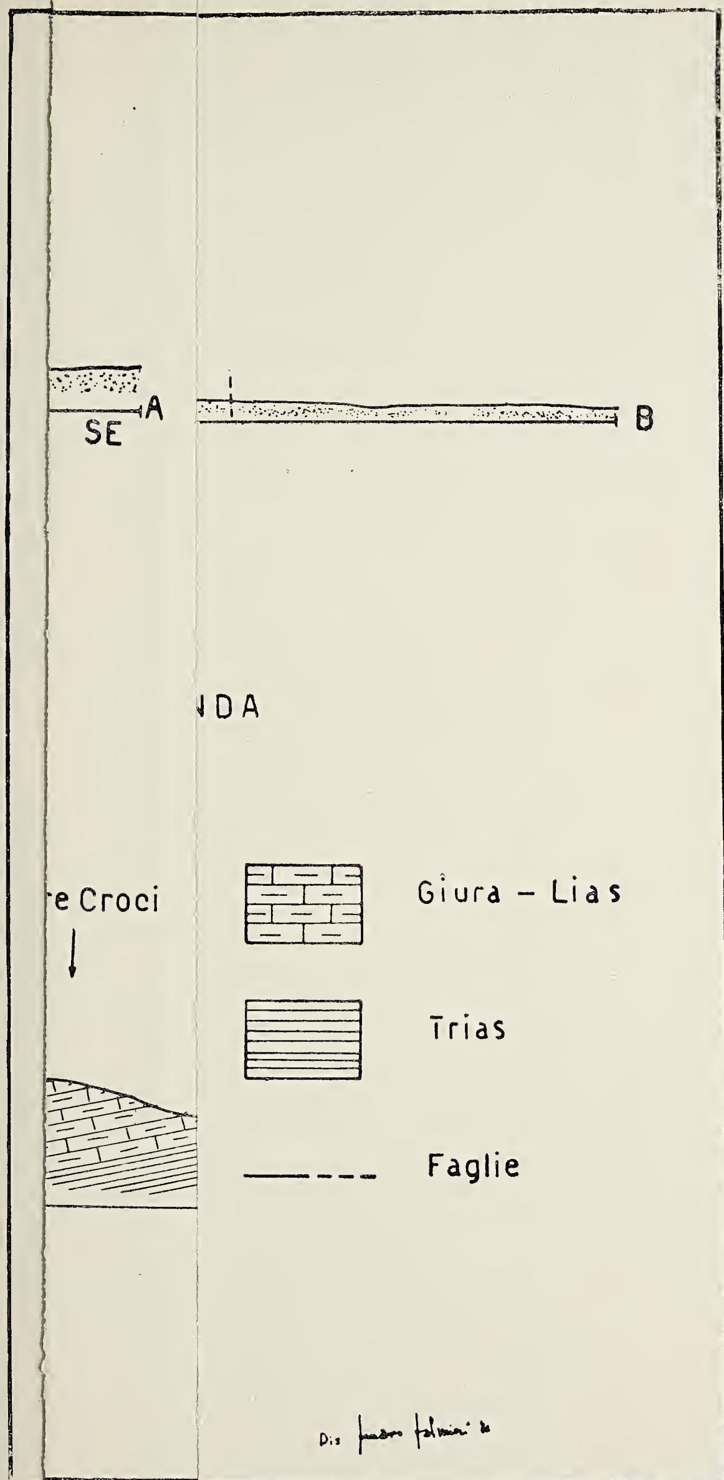

CORRELAZIONI STRATIGRAFICHE DEL TRIAS—INFRALIAS
PICENTINI
LATTARI
M. MAGGIORE
M. MASSICO
AURUNCI
SIMBRUINI
Lias
(Calcari a Palaeodasycladus)
Retico–Hettangiano
Norico
Carnico
Calcari e calcari dolomitici
Calcari marne ed argille. (Complesso Carnico)
Dolomie
Dolomie massicce
Dolomie fogliettate bituminose
Scala
200 m.
100
0
Dis

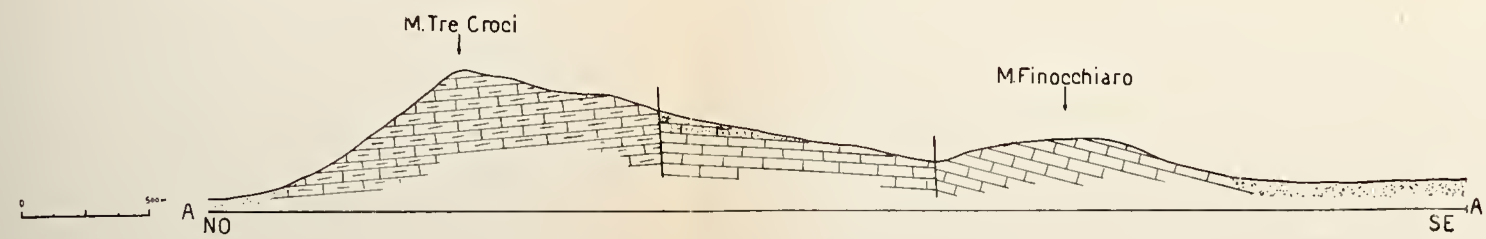

Retico - Hettangiano
Norico
III
II
I
Scala
300 mt.
200
100
0 mt.
Dolomie bituminose straterellate
Livelli conglomeratici dolomitizzati
Calcari con liste e noduli di selce
Dis Mario Palmieri '66

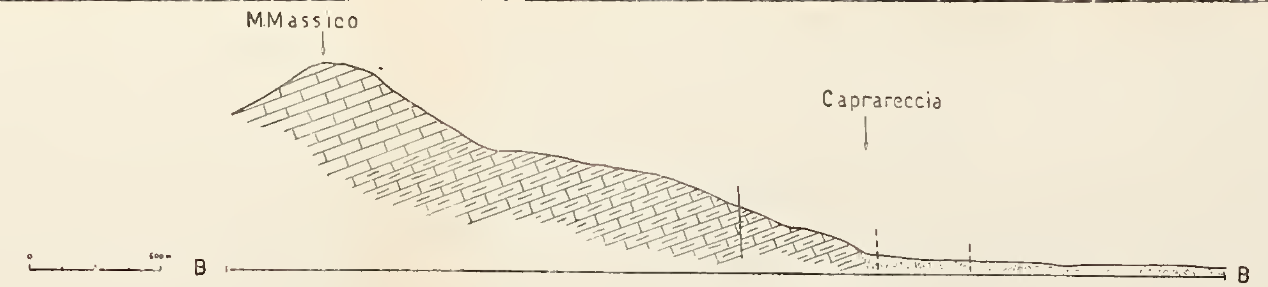

Colonna Stratigrafica
Quaternario
IV
Langhiano - Elveziano
III
II
I
Tr.
Turoniano - Senoniano
III
Neocomiano - Cenomaniano
II
Malm
IV
III
Dogger
II
Lias
I
Retico - Hettangiano
IV
III
Norico
II
I
Scala
300 mt.
200
100
0 mt.
Tufi
Calcari marnosi e arenacei
Argille e marne fissili
Calcareniti e calcilutiti
Dolomie e calcari dolomitici
Dolomie bituminose stratterellate
Livelli conglomeratici dolomitizzati
Calcari con liste e noduli di selce

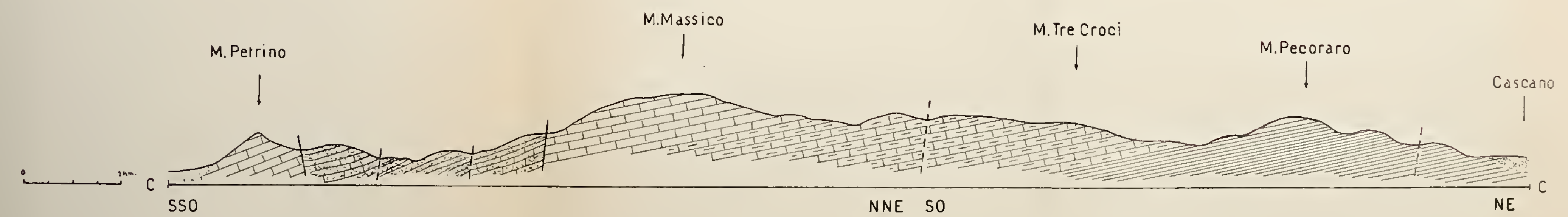


Scala 1 : 50.000


A
SE
B
...NDA
...e Croci
Giura - Lias
Trias
Faglie







LEGGENDA

Quaternario	Giura – Lias
Miocene	Trias
Cretacico	Faglie

TAVOLA V.

Fig. 1. — Calcarenite con *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA).
In associazione: *Ataxophragmiidae, Lituolidae, Textulariidae, Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI).

Preparato: 9A — I.
Ingrandimento: circa 6,5 ×.
Località: Monte Tre Croci.
Età: Lias medio.

Fig. 2. — Calcarenite con *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) e *Boueina* sp.
In associazione: *Ataxophragmiidae, Lituolidae, Textulariidae, Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI).

Preparato: 9B — I.
Ingrandimento: circa 6.5 ×.
Località: Monte Tre Croci.
Età: Lias medio.



Fig. 1.



Fig. 2.

TAVOLA VI.

Fig. 1. — Calcarenite con *Orbitopsella praecursor* GÜMBEL.
In associazione: *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Ataxophragmiidae*, *Lituolidae*, *Textulariidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI).

Preparato: 9C — III.
Ingrandimento: circa 6×.
Località: Monte Tre Croci.
Età: Lias medio.

Fig. 2. — Calcarenite con *Selliporella donzellii* SARTONI e CRESCENTI.
In associazione: foraminiferi arenacei indeterminati.

Preparato: M 140.
Ingrandimento: circa 6,5×.
Località: Caprareccia alle pendici orientali di Monte Massico.
Età: Dogger inferiore.



Fig. 1.



Fig. 2.

TAVOLA VII.

Fig. 1. — Calcarenite con *Kurnubia* sp., *Ataxophragmiidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) e Dasycladacee.

Preparato: M 233.
Ingrandimento: circa 30×.
Località: Monte Mastro Giacomo.
Età: Malm inferiore.

Fig. 2 — Calcarenite a grana fine con *Cladocoropsis mirabilis* Felix e *Textulariidae*. In associazione: *Ataxophragmiidae* e *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri).

Preparato: M 69 C.
Ingrandimento: circa 5 ×.
Località: Monte Mastro Giacomo.
Età: Malm.

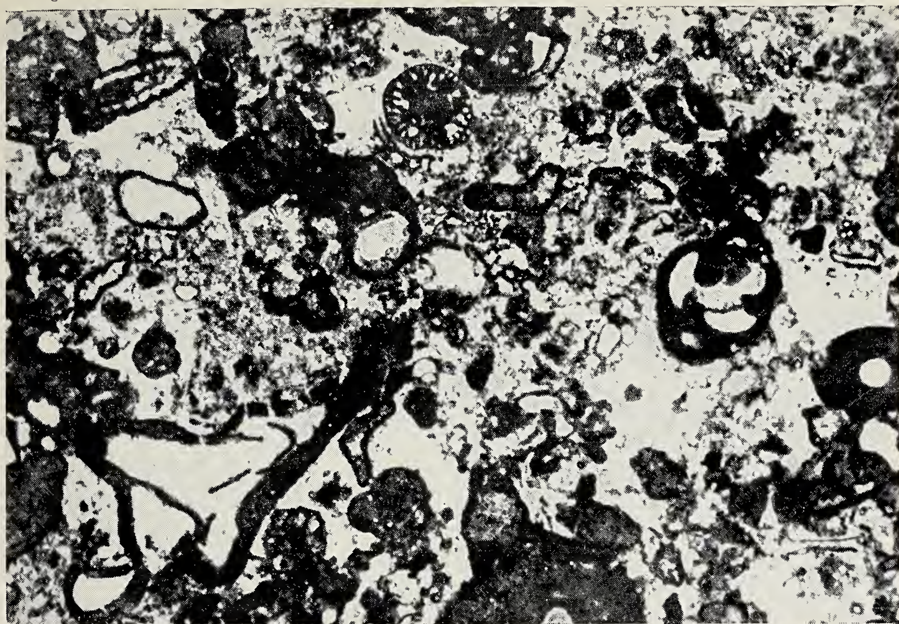


Fig. 1.



Fig. 2.

TAVOLA VIII.

Fig. 1. — Calcarenite con Cuneoline di tipo primitivo, *Miliolidae*, *Textulariidae* e Dasycladacee.

Preparato: M 191 — I.
Ingrandimento: circa 30×.
Località: Tra Monte Mastro Giacomo e Colle le Mandre.
Età: Neocomiano.

Fig. 2. — Calcarenite con *Orbitolinidae*, *Miliolidae*, *Textulariidae*.
In associazione: Diceratidi, Coralli, Cuneoline di tipo evoluto e Dasycladacee.

Preparato: M 186 — I.
Ingrandimento: circa 30×.
Località: Pendici meridionali del Monte Massico.
Età: Albiano-Cenomaniano.



Fig. 1.



Fig. 2.

TAVOLA IX.

Fig. 1. — Calcarenite con *Cisalveolina fallax* Reichel.
In associazione: Diceratidi, *Miliolidae* e Cuneoline.

Preparato: M 204 — III.
Ingrandimento: circa 30 ×.
Località: Ciesco Cupo alle pendici occidentali di Colle le Mandre
Età: Cenomaniano superiore.

Fig. 2. — Calcarenite con *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Cuneolina* spp., *Miliolidae, Textulariidae, Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri).

Preparato: M 105.
Ingrandimento: circa 30 ×.
Località: Pendici meridionali del Monte Massico.
Età: Turoniano-Senoniano.

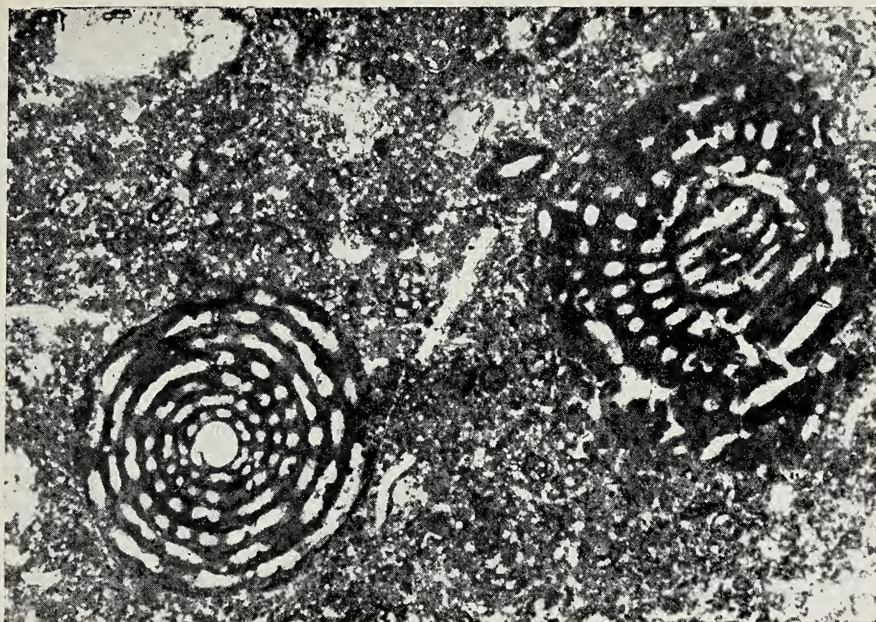


Fig. 1.



Fig. 2.

TAVOLA X.

Fig. 1 — Calcarenite con *Aeolisaccus kotori* Radoicic, *Miliolidae* e *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri).

Preparato: M 217.
Ingrandimento: circa 30 ×.
Località: Ciesco Cupo alle pendici occidentali di Colle le Mandre.
Età: Turoniano-Senoniano.

Fig. 2. — Calcarenite organogena con Briozoi.
In associazione: Pettinidi, Ostreidi, Litotamni, *Amphistegina* sp. e *Elphidium* sp.

Preparato: M 130.
Ingrandimento: circa 6 ×.
Località: Masseria S. Sebastiano a NO di Monte Malagna.
Età: Langhiano.

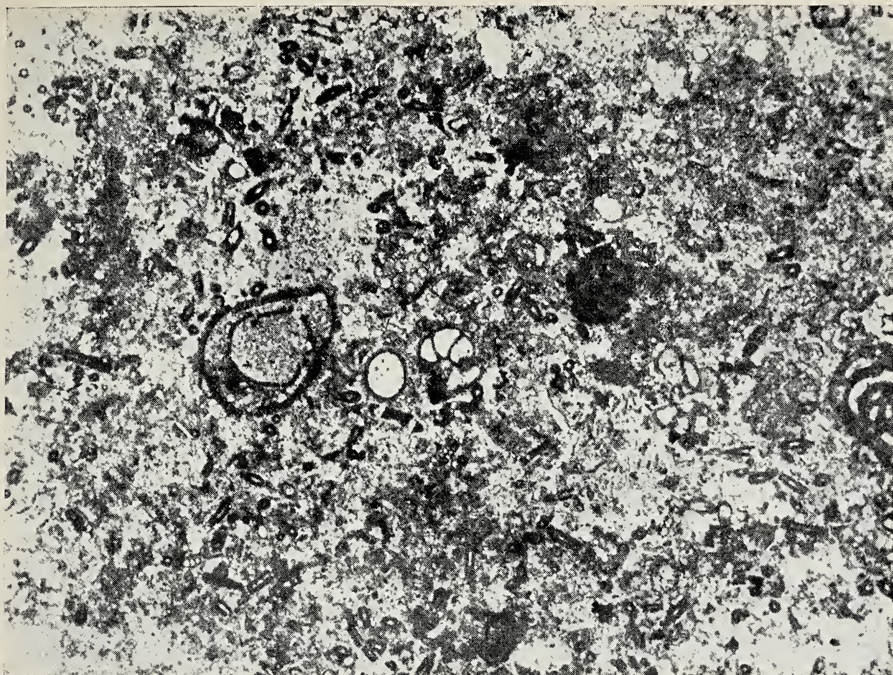


Fig. 1.



Fig. 2.

TAVOLA XI.

— Calcarenite organogena con *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., Lepidocicline (*Nephrolepidina* sp.) e Miogypsina sp.

Preparato: 3 G — I.
Ingrandimento: circa 6,5 ×.
Località: Masseria Vaglia a NO di Monte Finocchiaro.
Età: Langhiano.



TAVOLA XII.

Fig. 1. — Particolare della Tav. XI.

Ingrandimento: circa 30 ×.

Fig. 2. — Calcarenite a grana fine con Globigerine e Orbuline.

Preparato: M 108.
Ingrandimento: circa 30 ×.
Località: Poggio la Battuta.
Età: Elveziano.

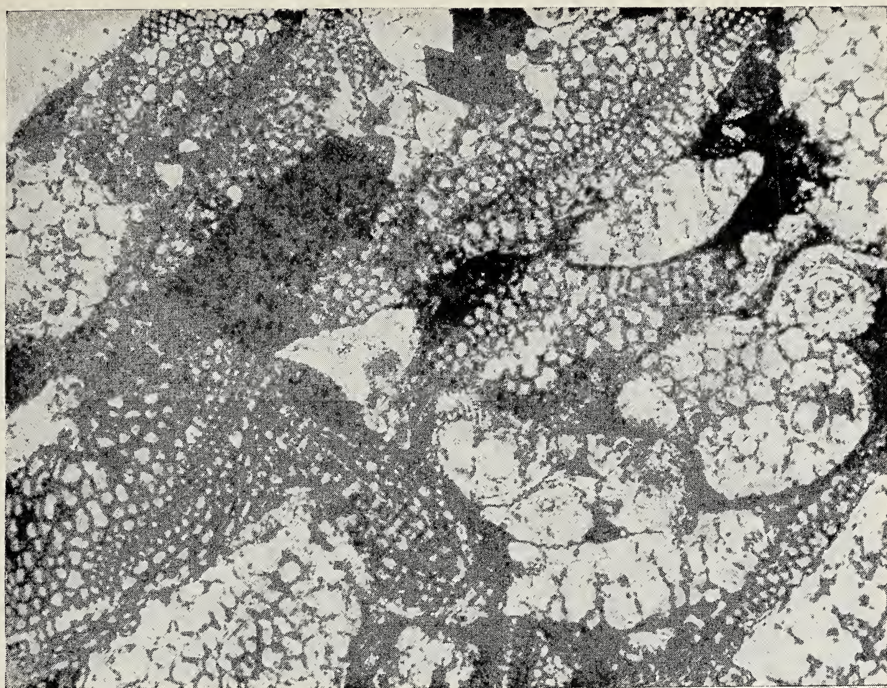


Fig. 1.

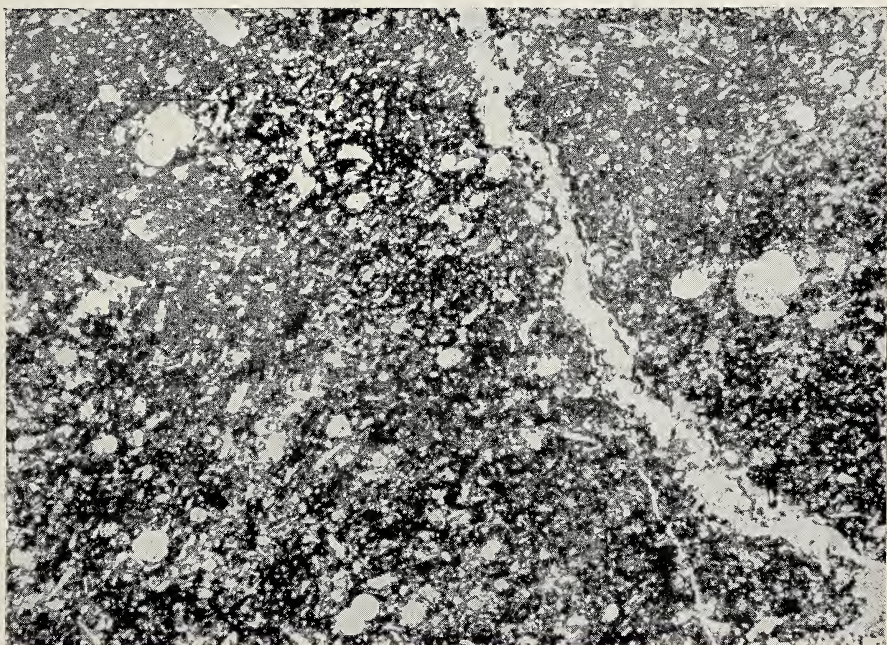


Fig. 2

Studio sulla composizione chimica e mineralogica e sulle possibilità di sfruttamento dei « prodotti di alterazione » della zona di Prata Sannita (Caserta)

Nota del Socio RENATO SINNO

(Tornata del 29 aprile 1966)

INTRODUZIONE

Il crescente impiego dei minerali delle argille nei vari campi dell'industria, soprattutto in quei settori dove l'impiego della materia prima richiede requisiti di alta purezza quale condizione essenziale (come ad esempio il settore delle ceramiche bianche ed ancor più quello dell'industria cartaria), in un momento in cui la riduzione dei costi di produzione è il principale obbiettivo da raggiungersi in qualsiasi settore della produzione nazionale, mi è sembrato piuttosto attuale iniziare uno studio su taluni prodotti di color bianco latte che hanno tutto l'aspetto di tipici materiali di alterazione chimica, (tipo « caolino ») affioranti nella zona di Prata Sannita, al limite tra le provincie di Caserta e di Campobasso.

In questi ultimi anni, infatti, alcune ditte hanno chiesto alle competenti Autorità permessi di concessioni allo scopo di sfruttare e quindi industrializzare « il prodotto bianco » (silicati idrati di alluminio) che affiora in alcuni punti della suddetta zona.

Purtroppo, come molto spesso accade, lo sfruttamento condotto con grande celerità o con eccessiva lentezza, non conduce ai risultati sperati il più delle volte per una ragione quanto mai semplice quale, precisamente, la mancanza di uno studio organico del territorio interessato allo sfruttamento, o meglio, la mancanza di uno studio mineralogico e chimico del prodotto, la qual cosa, a mio parere, ritengo fondamentale non solo ai fini della conoscenza della vera natura del materiale, ma anche e soprattutto necessaria per consentire agli specia-

listi di apportare quelle dovute correzioni (come le varie purificazioni meccaniche o chimiche) che permettono l'uso di quei prodotti che certamente la natura, tranne in qualche rara eccezione, non può fornire costantemente puri.

Scopo della presente ricerca non è esclusivamente quello di mettere in evidenza l'esistenza nella zona di Prata Sannita di « materiali argillosi » di una certa purezza (quantunque a quanto mi è stato dato di constatare, io sia il primo a farne esplicita citazione) ma è soprattutto quello, una volta individuata l'esatta composizione chimica e mineralogica dei materiali molto generalmente classificati fino ad oggi « pozzolane di riporto » e « terreni alluvionali », di richiamare l'attenzione di chi, più direttamente di me interessato a risolvere i problemi che l'industria pone, potrà avere, con opportuna competenza, una visione pratica dello sfruttamento.

Più che mai convinto che un vero contributo nasce solo dalla confluenza tra ricerca e relativa applicazione, assolvo intanto il mio compito di studioso con l'augurio che tale studio, che vuol essere il primo di una serie che mi auguro non tanto breve, possa essere anche il primo anello di quella catena che conduce alla valorizzazione ed allo sfruttamento di alcuni giacimenti di materie prime italiani ed in particolar modo Meridionali.

Nel mentre nella prima parte della presente nota tratterò delle varie applicazioni industriali dei minerali delle argille, nella seconda prenderò in considerazione i prodotti di alterazione chimica della zona di Prata Sannita, fornendone tutte le caratteristiche chimiche e mineralogiche indispensabili ai fini di una esatta classificazione, con uno sguardo generale alle argille di tipo alluvionale.

PARTE I.

I MINERALI DELLE ARGILLE NEI PIÙ IMPORTANTI USI

Nel prendere in considerazione i più importanti usi delle argille occorre tenere immediatamente presente che le proprietà caratteristiche di esse sono strettamente collegate a quelle dei minerali costituenti, a cui sono legati i diversi impieghi che ne derivano negli svariati campi dell'applicazione industriale.

La letteratura non fornisce purtroppo dettagliatamente tutti i dati tecnici richiesti dalle argille per ogni singolo uso, anche perchè i vantaggi da ottenersi e lo scopo specifico per il quale un'argilla deve essere usata, non vengono resi noti da parte dell'industria che li adopera.

Comunque, fatte salve queste considerazioni, si cercherà di elencare le applicazioni più comuni e più conosciute.

I) *Processo di piroscissione.*

È usato dall'industria petrolifera per la produzione di benzina ad alto numero di ottano mediante la trasformazione dei distillati di petrolio medi e pesanti in prodotti a peso molecolare più basso. Esso prevede l'impiego di letti di catalisi sui quali, per un processo di adsorbimento all'interfacie gas-solido, si svolge la stessa catalisi eterogenea.

L'adsorbimento è alla base di molte industrie moderne e da esso dipendono numerosi processi industriali. Nella catalisi per contatto le superfici del catalizzatore, in un primo momento, adsorbono specificamente taluni particolari tipi di molecole in rapporto alla doppia struttura adsorbente-adsorbito, mutandone la loro struttura durante il breve periodo di tempo nel quale la molecola adsorbita viene trattenuta.

Poichè tra le caratteristiche richieste dal catalizzatore quali la stabilità all'invecchiamento e l'elevata conducibilità termica, figurano, soprattutto, sia una elevata superficie specifica con un particolare tipo di struttura in relazione al forte potere di adsorbimento, sia una particolare porosità in relazione alla resistenza meccanica, accanto ai geli sintetici di silice-allumina, sono stati impiegati, grazie appunto alla loro tipica struttura, argille montmorillonitiche e kaolinitiche,

trattate preventivamente con acidi inorganici, in quanto il processo di craking catalitico prevede un alto grado di acidità.

Il craking catalitico si svolge con un meccanismo chimico prevalentemente ionico, mentre la struttura fisica, finemente suddivisa, consente l'aumento della superficie di contatto fra il catalizzatore e la sostanza da catalizzare.

II) *Industria della ceramica.*

Vengono designati col nome di ceramiche tutti quei prodotti ottenuti per cottura di argille più o meno pure o purificate con la aggiunta di additivi, che ne modificano ampiamente le proprietà fisiche, prima fra tutte il punto di fusione.

Le più impiegate come argille da ceramiche sono quelle kaolinitiche, ma anche quelle halloysitiche si prestano abbastanza bene allo impiego, il quale, a sua volta è basato sulla iniziale plasticità dei due minerali, mano a mano perduta per effetto del riscaldamento. Infatti secondo NORIN [1], GILARD [2] e, più recentemente, HOLDERIDGE e MOORE [3] la kaolinite ed i minerali del gruppo del caolino, riscaldati ad una temperatura compresa tra 250°C. e 270°C., diminuiscono gradualmente la loro plasticità, mentre il riscaldamento a temperature superiori a 600°C. comporta la perdita della plasticità, che è quindi funzione del cambiamento di struttura.

I dati non sono a portata di mano per gli altri minerali argillosi ma, data la identità di struttura con la kaolinite, della illite, v'è da aspettarsi un comportamento analogo.

Nel caso specifico poi dell'halloysite l'innalzamento di temperatura compreso fra 60°C. e 100°C. che, come è noto, causa la disidratazione irreversibile che sviluppa la forma anidra, è conosciuta come la causa principale della sostanziale riduzione della plasticità, in quanto ad alta temperatura il minerale si comporta nello stesso modo della kaolinite.

Il riscaldamento delle montmorilloniti alle temperature comprese tra 100°C. e 150°C. fino alla perdita dell'acqua « interlayer » è conosciuta generalmente come la causa principale della riduzione della plasticità.

Più nobile fra tutti i prodotti ceramici è da considerarsi la porcellana la cui bianchezza della massa esige un materiale di partenza molto puro. Il minerale delle argille che più di tutti si presta a tale

impiego è la kaolinite, che difficilmente si trova in natura in condizioni tali da essere usata tal quale, per cui nell'industria della porcellana l'impiego di tale minerale prevede l'eliminazione per via meccanica, fin quando è possibile, per via chimica, nella quasi totalità dei casi, degli ossidi di ferro, essendo l'assenza degli stessi, la condizione necessaria per ottenere un colore bianco in massa.

Nel caso specifico dei refrattari, e precisamente quelli silicoalluminosi, che, come è noto, vengono usati per strutture o attrezzature destinate a sopportare temperature elevate, l'aggiunta dei cosí detti metalli refrattari quali il tungsteno, il molibdeno, il tantalio, aumenta notevolmente la resistenza agli agenti chimici aggressivi, mentre la materia prima impiegata è costituita da argilla caolinica.

La richiesta di refrattari speciali usati negli impianti per energia nucleare, per missili, aviogetti, ha fatto assumere alle argille in genere, ed a quelle kaolinitiche in particolare, una straordinaria importanza, in quanto in America tali tipi di argille vengono impiegati per la produzione del Cermet, che sta ad indicare un gruppo di materiale di sinterizzazione ottenuto dalla mescolanza di polveri ceramiche e polveri metalliche con caratteristiche chimico-fisiche del tutto particolari.

Poichè i componenti ceramici del Cermet possono essere a seconda degli impieghi ossidi metallici, in particolar modo Al_2O_3 , carburi, in particolare di silicio e di titanio, siliciuri in particolare di molibdeno, e nitruri in particolare di titanio, o miscele di essi, l'estrazione dell'allumina dalle argille ha assunto negli ultimi tempi un'importanza tanto notevole da essere una delle fonti economiche tra le più importanti.

Vari sono i processi impiegati nell'estrazione dell'allumina; tra i più importanti si ricordano: il procedimento acido, quello al solfato di ammonio, quello calce-silice, calce-soda-silice, ed infine i procedimenti elettrotermici.

A) Il procedimento acido si fonda essenzialmente sulla solubilità delle argille attaccate con un acido inorganico forte.

I numerosi studi e le numerose esperienze condotte al fine di uno snellimento e di una rapidità di svolgimento del processo stesso, hanno condotto alle seguenti due conclusioni essenziali, e precisamente:

1 - tra i vari acidi, il solforico è quello che ha fornito i migliori risultati nei confronti del cloridrico e del nitrico;

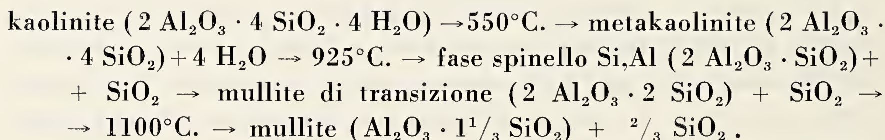
2 - tra le diverse varietà di argille, quelle che maggiormente si

prestano ad una maggiore solubilizzazione dell'allumina, sono le argille kaolinitiche, ed in linea di massima, quelle halloysitiche.

Senza voler scendere in particolari più minuti occorre tener presente naturalmente, per quanto riguarda il trattamento con acido solforico, che la solubilità dell'alluminio è funzione principalmente della concentrazione dell'acido, della temperatura alla quale si svolge il processo e della durata del trattamento.

Per quanto riguarda invece i tipi di argille impiegate, e precisamente quelle kaolinitiche e quelle halloysitiche, due sono i fattori che le fanno preferire agli altri tipi di argilla: il comportamento delle stesse al preliminare trattamento ad 800°C. ed il relativo grado di purezza con il quale questi materiali si rinvengono. La maggiore solubilità dell'allumina, previo trattamento delle argille kaolinitiche ed halloysitiche ad 800°C., è da mettersi senz'altro in relazione con il cambiamento di struttura che non prevede però la sostituzione con nuove fasi cristalline.

È noto infatti, secondo i vari studi condotti sulle trasformazioni soprattutto della kaolinite (Brindley e Hunter [4]; Roy e Francis [5]; Brindley e Nakaira [6, 7]; Comer [8]; Nakaira e Kato [9]; Gehlen [10]), che i prodotti che si formano nel corso del riscaldamento fino a 1200°C. seguono il seguente schema di reazione:


kaolinite ($2\,Al_2O_3 \cdot 4\,SiO_2 \cdot 4\,H_2O$) →550°C. → metakaolinite ($2\,Al_2O_3 \cdot$
$\cdot\, 4\,SiO_2) + 4\,H_2O$ → 925°C. → fase spinello Si,Al ($2\,Al_2O_3 \cdot SiO_2) +$
$+\, SiO_2$ → mullite di transizione ($2\,Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$) + SiO_2 →
→ 1100°C. → mullite ($Al_2O_3 \cdot 1^1/_3\,SiO_2$) + $^2/_3\,SiO_2$.

In altri termini l'estrazione di Al_2O_3 avviene preferibilmente dalla fase cristallina definita metakaolinite.

Le argille illitiche e montmorillonitiche, sottoposte ad un simile trattamento, pur fornendo un relativo aumento della solubilità della allumina, non ne consentono la completa rimozione.

La presenza nelle argille kaolinitiche ed halloysitiche, di ferro o di materiali alcalini ed alcalino-terrosi, anche se ridotta a minime proporzioni, causa notevole difficoltà di operazione in quanto questi ultimi o accorciano la vita delle celle elettrolitiche, oppure si pongono nell'alluminio riducendone la sua purezza.

La preliminare calcinazione in ambiente riducente, nel produrre la formazione di ossidi di ferro del tipo spinello, ne consente la elimi-

nazione con trattamento meccanico, mentre la riduzione dei sali ferrici a ferrosi con opportuni riducenti, mediante la via umida, ne consente la eliminazione per solubilizzazione.

In linea del tutto generale il processo acido risulta preferito per tre ragioni fondamentali: per la relativa semplicità, per il relativamente facile recupero dell'allumina, e per la produzione di grandi quantitativi di silice residua che, recuperata e purificata, può essere avviata verso altri campi dell'industria.

B) In termini molto generali il procedimento al solfato di ammonio comprende le seguenti fasi successive: solfatazione dell'allumina dell'argilla (in forno a 400°C. in presenza di solfato di ammonio), lisciviazione con acqua per la solubilizzazione del solfato di alluminio, precipitazione dell'idrossido di alluminio, calcinazione dell'idrossido fino alla formazione di allumina (Saint Clair [11]).

Anche l'impiego di questo procedimento prevede il trattamento delle argille kaolinitiche ed halloysitiche ad 800°C. che aumentano la loro reattività in funzione di una maggiore cristallinità.

Nella fase di cristallizzazione che conduce alla formazione dello allume, mentre il titanio, il calcio, il magnesio, il silicio, ed il ferro ferroso rivelano poca o nessuna tendenza ad entrare nei reticoli cristallini stessi, il sodio, il potassio, il ferro ferrico, tendono a cristallizzare con il solfato di alluminio.

A questo punto entra di nuovo in gioco il problema del ferro ferrico che, precipitando con l'alluminio, deve essere rimosso preliminarmente con vari processi atti ad eliminare e ridurre il contenuto dell'elemento (Swite e Gardini [12]).

La difficoltà poi della filtrazione del precipitato gelatinoso dello idrossido di alluminio può essere superata dall'accurato e metodico controllo del pH.

Con il termine di « sintering » si sogliono indicare quei processi con i quali polveri di natura diversa vengono consolidate in un unico e resistente complesso solido, costituito da un denso aggregato di più fasi cristalline, ottenuto in funzione del riscaldamento.

Durante tali processi di sintering avvengono numerose modificazioni: ad uno stato di aggregazione sempre più compatto, corrisponde un rimpicciolimento delle dimensioni, mentre i vuoti tra le fasi cristalline si riducono sempre più, fino a scomparire.

Le variabili più importanti ai fini dello svolgimento di processi di sintering sono, oltre la temperatura, la grandezza delle particelle,

il tempo e, non ultima, la presenza di taluni elementi dovuta ad impurezze o ad additivi.

C) Il processo calce-silice per l'estrazione dell'allumina (Archibald e Jakson [13]); (Archibald e Nicholson [14]), appartiene appunto ai tipi di processi definiti di « sintering ».

Esso prevede il trattamento dell'argilla con una quantità tale di carbonato di calcio da fornire una miscela di silicato dicalcico e di trialluminato pentacalcico, dopo trattamento ad una temperatura intorno ai 1400°C.

Lisciviando il prodotto di fusione con una soluzione diluita di carbonato alcalino, mentre il composto di alluminio passa in soluzione, il silicato dicalcico resta insolubilizzato.

Gli studi condotti da Grimm, Machin e Bradley [15] hanno consentito di affermare che le più alte rese in seguito all'applicazione di questo processo vengono fornite dalle argille kaolinitiche, ben cristallizzate, mentre quelle halloysitiche danno rese paragonabili alle prime, solo se vengono riscaldate a temperatura insolitamente alta.

Le grandi quantità di silicato dicalcico che si ottengono quale prodotto secondario di questo processo, rappresentano una notevole difficoltà per l'economia fino a quando non verranno meglio studiate e conosciute le possibilità di impiego industriale di questo componente, la qual cosa potrebbe condurre ad una riduzione dei costi, al posto dell'aumento della spesa necessaria per la sua collocazione.

D'altra parte uno dei problemi più grandi ancora, a quanto sembra non completamente risolto, è quello della completa desilicizzazione dei liquidi lisciviati che inevitabilmente contengono una certa quantità di silice derivante dalla solubilizzazione, anche se parziale, del silicato dicalcico.

D) Dal punto di vista chimico il processo calce-soda-silice (Copson [16]) (Grimm [17]) non è fondamentalmente diverso da quello innanzi descritto.

Infatti all'argilla viene aggiunta una miscela di carbonato di calcio e di carbonato di sodio tale che possano formarsi silicato dicalcico e metalluminato sodico. L'introduzione del carbonato alcalino consente l'impiego di una temperatura più bassa ed inoltre, la massa sinterizzata, presenta una maggiore friabilità e porosità, il che agevola notevolmente la lisciviazione del metalluminato sodico, che viene effettuata con una soluzione di carbonato alcalino.

Con questo processo per le argille kaolinitiche viene realizzata una solubilizzazione dell'alluminio intorno al 90%, quando siano rela-

tivamente libere da impurezze di ferro o di altri componenti, mentre, quelle halloysitiche e montmorillonitiche, possono anche dare oltre il 90%, ma è più difficoltoso ottenere le massime rese.

Un tale comportamento però soprattutto per le argille montmorillonitiche produce, d'altro canto, un aumento della percentuale di silice nella soluzione di lisciviazione, per cui, le argille kaolinitiche, anche per questo processo, sembrano le più indicate.

E) Accanto ai processi di estrazione già descritti sono stati suggeriti dall'industria numerosi altri processi supplementari nei quali l'allumina viene ridotta a nitruro, a carburo, a solfuro di alluminio mediante l'impiego di temperature molto elevate, raggiunte in forni elettrici.

Appare evidente però dalla letteratura che l'interesse per questi tipi di processi è stato piuttosto debole, in quanto ragioni economiche si frappongono al suo sviluppo. Purtuttavia il tipo di argilla che più si presta per l'applicazione di questo metodo è quello kaolinitico.

III) *Eliminazione dei rifiuti radioattivi.*

Con lo sviluppo sempre crescente dell'energia atomica il problema dello smaltimento delle acque di rifiuto contenenti materiali radioattivi di alta velenosità biologica risulta essere oltremodo difficile, in quanto i rifiuti possono, per varie ragioni, concentrarsi e contenere isotopi, come ad esempio Sr_{90} Cs_{137}, dotati di una vita media relativamente lunga.

Anche per la soluzione di questo vitale problema l'impiego delle argille ha dato dei risultati abbastanza soddisfacenti: l'impiego di esse (senza voler scendere molto nei particolari) è legato alla proprietà dello scambio ionico posseduta dai minerali componenti.

L'impiego dei minerali delle argille per l'eliminazione dei rifiuti radioattivi non solo è stato suggerito in funzione dell'adsorbimento ionico, ma anche in funzione del potere fissante nei confronti degli ioni adsorbiti che viene ad essere esaltato con una calcinazione a circa 1000°C., la quale producendo un processo di vetrificazione, lega il materiale radioattivo in composti insolubili.

Anche se la facilità del fissaggio non è uguale per tutti gli ioni, gli studi di AMPHLETT [18] hanno dato il seguente ordine: $Pu^{4+} <$ $< La^{3+}$, $Ce^{3+} < Sr^{2+} < Cs^{+}$, la qual cosa indica che gli ultimi due elementi sono fra i più difficili ad essere fissati.

Le argille che maggiormente si prestano a tali impieghi sono quelle vermiculitiche e montmorillonitiche che posseggono una capacità di scambio ionico molto elevata (le argille montmorillonitiche sono state sperimentate per tali usi anche nella Università di Napoli: Branca, Lenzi, Sinno [19]) ma, a quanto pare, non soltanto le argille attapulgitiche ed illitiche sono state usate con notevole successo (Kerr, Lacy 20]), ma anche le argille kaolinitiche (Niscita [21]) o, addirittura, le spugne di ceramica (Cronan [22]).

IV) *Aggregati leggeri: argille espanse.*

Malgrado le vaste indagini dei processi di fabbricazione e dei mezzi di controllo per lo studio della dilatazione delle argille nella produzione, al giorno d'oggi molto richiesta, degli aggregati leggeri, sono state pubblicate ben poche informazioni sui fenomeni implicati e sulle reazioni chimiche che si svolgono nel corso della produzione stessa.

La combinazione tra argilla, calcestruzzo, gesso, avviene ad una temperatura piuttosto elevata, e si fonda principalmente su di un processo di « sintering », il quale richiede anche l'impiego di sostanze volatili e di altri additivi che, naturalmente, variano a seconda della industria produttrice.

Gli aggregati leggeri sono resistentissimi a tutte le variazioni di temperatura e rappresentano i prodotti più ricercati nell'edilizia per la loro leggerezza e per la loro facilità di impiego.

Malgrado le opinioni piuttosto contrastanti nei diversi studiosi del problema si può affermare che, alla base del processo di sintering per la produzione degli aggregati leggeri, vi sia la capacità di dilatazione dei componenti mineralogici delle argille, la qual cosa, se da un lato è in stretto rapporto con la relativa struttura (Mielens e King [23]), dall'altro, è in rapporto alla grandezza originaria delle particelle, ed anche alla presenza dei componenti estranei quali pirite, calcite, quarzo, che possono esaltarne o ridurne le proprietà richieste (Murray e Smith [24]), in funzione della loro percentuale.

È anche accertato che la presenza di gas, quali principalmente l'ossigeno, l'anidride carbonica, l'ossido di carbonio, l'idrogeno, è indispensabile ai fini della sinterizzazione.

Poichè secondo le indicazioni di Riley [25] e White [26] sembra che una delle più importanti reazioni legate allo sviluppo dei gas sia

quella che trasforma parzialmente l'ossido ferrico secondo l'equazione $6Fe_2O_3 \rightarrow 4\,Fe \cdot Fe_2O_3 + O_2$, mentre la presenza di determinate percentuali di potassio è particolarmente favorevole, in quanto questo elemento riduce la tendenza dei minerali argillosi di formare fasi cristalline ad alta temperatura, consentendo un ampio intervallo di vetrificazione, le argille illitiche, come quelle montmorillonitiche, vengono indicate come le più adatte e preferite nella produzione degli aggregati leggeri, mentre l'assenza o la bassa percentuale dei componenti citati nelle argille kaolinitiche ed halloysitiche ne indicherebbero la esclusione, anche se non totale, quale materia prima.

È facile però, d'altra parte, comprendere che l'aggiunta di opportuni additivi, in linea teorica sempre possibile, potrebbe consentire l'impiego di quelle materie prime a prima vista non ritenute adatte.

V) *Chiarificazione delle bevande alcoliche.*

Anche se gli impieghi di alcuni tipi di argilla per la chiarificazione dei vini e delle bevande alcoliche in genere è abbastanza antico, solo piuttosto recentemente essi sono stati riassunti in un'unica pubblicazione (Dériberé ed Esme [27]).

Il trattamento dei vini, liquori, sidro, birra, aceto con argilla capace di rimuovere le particelle colloidali sospese nei liquidi e di ridurne il contenuto proteico e la relativa acidità, indicano la montmorillonite come l'unico minerale nelle argille più adatto a questo scopo. Quella maggiormente indicata nelle pubblicazioni è la bentonite dello Wyoming che è notoriamente una montmorillonite di sodio.

VI) *Industria della carta.*

Il crescente sviluppo della produzione della carta, l'enorme sviluppo della diffusione della stampa sia a carattere scientifico e sia, ancora di più, a carattere divulgativo, ha richiamato e richiama sempre più l'interesse che i tecnici dedicano alla produzione a minor costo della carta che, più che ad essere legata al costo delle materie prime tipo cellulosa e lignina, deriva dal costo dei pigmenti occorrenti per la patinatura, dei quali il più comune tra tutti è quello caolinico.

La patinatura della carta che viene praticata per ottenere una superficie altamente ricettiva per i caratteri di stampa, oltre che per

correggere o cambiare il colore del supporto greggio, richiede l'impiego di un pigmento minerale altamente qualificato per le sue proprietà di purezza e di fine grandezza delle particelle, che producono un effetto determinante, unitamente al tipo di adesivo, sulla ricettività e sull'assorbimento dell'inchiostro.

Per la finezza delle particelle, per la viscosità, per il suo peso specifico, il « caolino » viene indicato come il pigmento ideale nella produzione della carta, ma poichè tra i principali fattori che influenzano il grado di bianco di un foglio patinato sono, oltre al grado di bianco del supporto, principalmente quello della patina, la premessa essenziale per l'impiego delle « terre caoliniche » è la sua purezza.

Nell'industria del nord America rappresenta il principale pigmento bianco impiegato, ed anche se altri pigmenti minerali quali gesso, silice, carbonato di calcio, possono essere trovati a prezzi notevolmente più bassi, i requisiti richiesti dalle moderne tecniche di fabbricazione della carta hanno fatto comunque prevalere, ad ogni modo, il solo caolino.

Anche se gli U.S.A. con lo sfruttamento dei territori della Georgia e del sud Carolina tentano di conquistare il mercato mondiale, attualmente il primato della produzione e quindi dell'esportazione dei « caolini » è detenuto dall'Inghilterra, che sfrutta i giacimenti esistenti nel distretto di Cornwall.

Poichè sia « i caolini » americani che quelli inglesi non si trovano completamente puri in natura ma associati ad altri minerali tipo quarzo, mica, feldspato e minerali di ferro, occorre ricorrere all'impiego di metodi di purificazione sia a secco che ad umido, in funzione naturalmente del tipo di minerale accessorio che la materia prima contiene.

Ora anche se il processo a secco è abbastanza semplice e rende un prodotto a basso costo, tuttavia può essere impiegato solamente quando le impurezze si riducono a componenti sabbiosi tipo quarzo, ovvero a componenti ferriferi, tipo mica biotite o magnetite, per la cui eliminazione o è sufficiente la flottazione ad aria, o la separazione magnetica.

Viceversa il processo ad umido è oggi largamente praticato, sia perchè il materiale può essere ottenuto con uniformi e prestabilite proprietà fisiche e chimiche, sia perchè, attraverso la decantazione, è più facile, una volta separata la frazione più pesante, ottenere delle sospensioni con varia classificazione della finezza delle particelle desiderata. A questo punto la sospensione viene decolorata con l'impiego

di liquidi da sbianca che servono ad eliminare il ferro ferrico presente sotto forma di ematite e di limonite, riducendolo a ferro ferroso, solubile.

È questa la fase più delicata del processo, nella quale le industrie inglesi hanno raggiunto una perfezione tale, da imporre il loro prodotto sbiancato sul mercato internazionale.

È noto infatti che tutte le industrie cartarie europee adoperano i « caolini » inglesi sbiancati che risultano i migliori, se non gli unici, ad essere impiegati nella patinatura della carta.

L'Italia figura ai primi posti nell'importazione dei « caolini » inglesi e, a quanto mi è dato di osservare, non è stato fatto molto, almeno al presente, sia per individuare eventuali giacimenti di caolini italiani, sia per sfruttare, studiandone la composizione mineralogica, quelli già conosciuti ed esistenti.

Nel processo di patinatura della carta, come abbiamo fino ad ora descritto, il pigmento minerale ideale, per le ragioni esposte, è da considerarsi il caolino.

Poichè questo non è che un termine molto generico occorre stabilire, prima di ogni altra discussione, a quale tipo debba corrispondere la composizione mineralogica più indicata nella industria della carta.

Quantunque l'identificazione mineralogica dei caolini non è proprio strettamente connessa, almeno a quanto risulta dalla letteratura, alla loro accettabilità, pur tuttavia in linea del tutto generale è possibile affermare che il miglior tipo di caolino risulta essere la kaolinite, anche se altri componenti, come il biossido di titanio possono esaltarne addirittura le proprietà.

Anche se l'halloysite, poi, presenta il difetto di rendere le patine ad opacità molto bassa, purtuttavia trova vasto impiego, soprattutto, se mescolata alla kaolinite.

Sono da escludersi nell'industria cartaria i vari tipi di montmorillonite in quanto, tra l'altro, la relativa viscosità in sospensione, risulta molto elevata e, quindi, poco adatta ai requisiti richiesti.

Per la stessa ragione l'illite viene completamente ritenuta indesiderabile per gli usi in cartiera.

Infine mentre la dickite viene anch'essa scartata in quanto non sembra sia capace di conferire i necessari effetti ottici richiesti dalle carte patinate, l'attapulgite sembra al contrario mostrare degli ottimi requisiti per la fabbricazione di carta da stampa speciale.

In realtà però l'industria cartaria più che l'impiego della kaolinite vera e propria, richiede quello di miscela di kaolinite con halloy-

site e talvolta anche montmorillonite, tanto per citare solo i componenti mineralogici delle « terre caoliniche », e senza voler considerare, la qual cosa del resto esula dallo scopo del presente lavoro, i cosidetti « additivi o veicoli » che, necessariamente, devono essere presenti, anche se in percentuali molto ridotte.

Accanto a quelle citate, che sono le principali, numerose altre sono le applicazioni industriali del caolino, come quelle dei fertilizzanti, cosmetici, insetticidi, adsorbenti, inchiostri, adesivi e linoleum.

Le proprietà assunte poi dalla kaolinite in particolare quando viene calcinata intorno ai 1100°C. (cioè quando viene trasformata in mullite e cristobalite) hanno consentito l'impiego di questo minerale nella produzione delle vernici, dei colori, e, finalmente delle materie plastiche, nel mentre ricerche condotte in questa direzione permettono di schiudere orizzonti sempre più nuovi ed affascinanti. (Albert, 1960; Bundy, 1961; Felletschin, 1961; Von Voltenburg, 1959; Werner Maria e Gilman, 1960; Wilcox, 1961; citati in Murray [28]).

PARTE II.

Composizione chimica e mineralogica delle « terre caoliniche » di Pantani Fragneto

I) *Giacitura e posizione stratigrafica.*

La zona interessata ai vari processi di alterazione che hanno condotto alla formazione delle « terre caoliniche », data in concessione con la denominazione « Silicati idrati di alluminio (kaolinite, argille smettiche e refrattarie) ed associati », è ubicata a circa 2 km. ad Ovest dell'abitato di Prata Sannita e comprende le località: Passarelli, Cameretti, Nuvolato, site nel territorio dei comuni di Ciorlano, Fontegreca e Prata Sannita, quasi al limite delle due province di Caserta e di Campobasso, e copre un'area di circa 150 ettari.

La parte più interessante di tutta la concessione è quella compresa tra la valle di Ciorlano ed il torrente Lete, inclusa nel foglio 161 I.G.M. III NE - N.E. denominata « Pantani Fragneto ».

Dal punto di vista geologico e limitatamente alla zona considerata la piattaforma di base sulla quale poggia il « giacimento argilloso »

risulta costituito dal calcare appartenente al Cretacico inferiore, caratterizzato dall'alternanza di banchi calcarei e calcarei-dolomitici affioranti a Prata Sannita inferiore, a Prata Sannita fino a Fontegreca, ed ai confini di Capriati al Volturno.

Gli orizzonti interessati al processo di mineralizzazione che ha condotto alla formazione delle argille in genere e delle cosidette « terre caoliniche », in particolare, risultano essere costituiti da pozzolane terrose sulla cui composizione mineralogica si discuterà tra breve. Tale alterazione è da collegarsi probabilmente ad una fenomenologia termica endogena, le cui manifestazioni esterne sono costituite, attualmente, dalle emanazioni gassose in parte carboniche, ma soprattutto solfidriche, in evidenza nella valle di Ailano-Pratella, secondo un allineamento Nord-Nord-Ovest/Sud-Sud-Est.

È probabile che tali emanazioni siano da collegarsi alla attività magmatica del vulcano di Roccamonfina, del quale la zona in esame ne rappresenta appunto un tratto periferico.

Lo studio poi dei prodotti affioranti nella località Pantani Fragneto, ha dimostrato che al disopra dell'area mineralizzata esiste tutta una fascia di consistenza argillosa che è, al contrario della prima, in rapporto ad un deposito di natura alluvionale.

È facile comprendere che ben diversa è la consistenza, come la composizione mineralogica, di questi due prodotti. Poichè, dal punto di vista della loro applicazione industriale, ai fini di un eventuale sfruttamento, occorre conoscere le caratteristiche chimiche, fisiche e tecnologiche del minerale da impiegare, lo studio è stato condotto principalmente sui prodotti di alterazione ed esteso, poi, a quello dei depositi alluvionali.

Il minerale oggetto di una probabile futura coltivazione si presenta di un colore grigio acciaio, dotato di una notevole plasticità ed attraversato in più punti da una serie di piccoli strati o lenti di colore giallo rossiccio, evidentemente derivati da infiltrazioni di acque superficiali che hanno trasportato, e poi deposto, composti idrati di ferro.

II) *Analisi granulometrica.*

Il materiale « tout venant » è stato prelevato nei vari punti della area di concessione, e precisamente alle quote 230, 236, 250 lì dove cioè si presenta dello stesso colore grigio attraversato da vene giallo-

rossicce, ricoperto al limite superiore da uno strato di terreno vegetale dello spessore di cm. 10-15.

Poichè su dieci campioni le analisi granulometriche, condotte tutte nei limiti della scala Wentworth [28], hanno dato quasi gli stessi valori, si ritiene opportuno di riportare nella tabella I, una sola volta le percentuali ricavate per le tre principali frazioni:

sabbia-limo-argilla.

TABELLA 1.

Limite delle dimensioni dei granuli in mm.		Tipo di sedimento	Percento di trattenuto in peso
0,50	0,25	sabbia media	14,40
0,25	0,125	sabbia fine	20,30
0,125	0,062	sabbia finissima	16,10
0,062	0,0038	limo	9,70
inf. a	0,0038	argilla	39,50

III) *Composizione mineralogica della sabbia.*

La frazione pesante è stata isolata mediante l'impiego della soluzione di Thoulet (densità 3,19). L'osservazione al microscopio ha consentito la determinazione dei seguenti minerali descritti in ordine di prevalenza:

a) minerali con densità inferiore a 3,19:

sanidino in cristalli limpidi di aspetto vitreo inalterati, o in via di alterazione, con inclusioni di una sostanza bianca-grigiastra, adagiata nelle tracce di sfaldatura. L'habitus è tipicamente tabulare, secondo (010);

mica biotite in lamine di colore giallo dorato, con aloni giallo-rossastri dovuti all'alterazione ed ossidazione del ferro;

plagioclasio in rari cristalli, quasi sempre completamente alterati, e non bene identificabili;

Vetro vulcanico, frammenti scheggiosi con superficie porosa presenti nella frazione media della sabbia.

b) minerali con densità superiore a 3,19:

pirosseno di tipo augite in cristalli in genere allungati, con la superficie delle facce completamente alterata e talvolta ridotti in veri e propri frammenti cribrosi, indice di un profondo processo di alterazione. I frammenti più inalterati sono trasparenti e di colore verde;

olivina, con habitus tabulare, di colore verde oliva;

magnetite, in cristalli distinti con habitus ottaedrico e più comunemente in forme arrotondate;

limonite, pseudomorfica di pirite, in minutissimi cristalli di colore nero;

ematite, nella varietà ocra rossa, sotto forma di minutissimi granuli arrossati.

IV) *Composizione mineralogica della frazione argillosa.*

Lo studio di questa frazione ha fornito risultati più interessanti ed ha permesso di individuare, come si vedrà attraverso la interpretazione delle analisi termo-differenziali, roentgenografiche e chimiche quale componente essenziale la metahalloysite. In particolare lo studio è stato condotto sulla frazione isolata dopo sospensione di 24 ore nel levigatore di Andreasen, sulle particelle quindi di dimensioni inferiori a 2 μ, essiccate in stufa alla temperatura di 60°C. onde poter bene individuare il tipo di halloysite.

L'analisi termica differenziale relativa a questa frazione condotta con un'amplificazione 1 : 2 ha fornito le seguenti indicazioni:

110°C., primo picco endotermico, molto marcato;

600°C., secondo picco endotermico, molto marcato, corrispondente alla perdita dell'acqua di costituzione comune ai tre componenti delle argille e precisamente kaolinite, halloysite e metahalloysite;

980°C., terzo picco esotermico, molto marcato, corrispondente alla formazione del composto $2\ Al_2O_3 \cdot 1^1/_3\ SiO_2$, comune anche esso ai tre componenti innanzi citati.

Le relative curve vengono riportate nella fig. 1 (A.T.D.).

Il componente essenziale è stato definitivamente individuato mediante l'analisi roentgenografica.

I risultati relativi vengono riportati nella tabella 2 (metodo di Debye, camera mm. 114,8 - radiazione Cu Kα, Kw. 40, mA. 18).

TABELLA 2.

Ordine	Intensità	*d* in Å	Minerale
1	ff	7,50	Metahalloysite
2	ff	4,42	»
3	md	4,24	Sanidino
4	md	3,79	»
5	f	3,64	Metahalloysite
6	mf	3,46	Sanidino
7	ff	3,32	»
8	d	3,28	»
9	dd	3,00	»
10	dd	2.93	»
11	mf	2,57	Metahalloysite
12	mf	2,36	»
13	dd	2,23	»
14	d	1,69	»
15	dd	1.67	»
16	ff	1,48	»
17	dd	1,28	»
18	dd	1.23	»
19	dd	1.10	»

V) *Composizione chimica globale del prodotto d'alterazione e della frazione argillosa.*

Una volta conosciuta la composizione mineralogica dei prodotti di alterazione costituenti il giacimento di Pantani Fragneto, sia al fine di un completamento dello studio, sia allo scopo di poterne discutere l'eventuale sfruttamento con il relativo impiego, (la qual cosa richiede una materia prima ad elevato grado di purezza) si è ritenuto opportuno analizzare quantitativamente sia il materiale « tal quale » come è presente nel giacimento (Analisi I: An. Sinno), che la fra-

zione argillosa (Analisi II: An. SINNO). Nella tabella 3 si riportano i risultati analitici ottenuti:

TABELLA 3.

Componenti	I	II
SiO_2	48,20	43,85
TiO_2	0,80	0,80
Al_2O_3	30,16	36,80
Fe_2O_3	3,44	0,90
FeO	0,56	0,30
MnO	0,10	tracce
MgO	1,02	0,20
CaO	0,75	0,38
K_2O	3,44	0,08
Na_2O	0,22	tracce
H_2O+	10,12	13,90
H_2O-	1,10	2,82
CO_2	0,12	—
SO_3	tracce	—
Cl	tracce	—
	100,03	100,03

VI) *Riepilogo dei risultati.*

Prendendo in esame i risultati che derivano dallo studio della composizione mineralogica e chimica dei giacimenti argillosi esistenti nella zona di Prata Sannita e dati in concessione con la denominazione « silicati idrati di alluminio ed associati » si possono trarre i seguenti elementi di giudizio e precisamente:

1) tutta la valle di Ciorlano è sede di piroclastiti che, a mio parere, più che tufi rimescolati o pozzolane di riporto, rappresentano prodotti in posto, i quali, successivamente, hanno subito un processo

di alterazione del tipo « caolinizzazione », dovuto alla presenza di soluzioni carboniche che, agendo sui componenti primari costituenti le pozzolane (augite - plagioclasio - sanidino in prevalenza) hanno costituito un'area di mineralizzazione abbastanza vasta, e non del tutto trascurabile.

Il presente studio è limitato alla zona di Pantani Fragneto ma è presumibile che la predetta non sia la sola area ad essere stata interessata. Infatti anche la valle di Ailano è sede di prodotti analoghi il cui studio relativo ne è già in corso e si sta dimostrando, anche all'inizio, abbastanza interessante.

2) Il processo di alterazione ha condotto alla formazione di una frazione argillosa delle piroclastiti, frazione il cui valore si aggira sul 50% e che è risultata costituita essenzialmente da metahalloysite.

3) La frazione sabbiosa, non ancora perfettamente alterata, è costituita in prevalenza da sanidino, cui si associano minerali pesanti tipo augite, olivina, e in misura molto ridotta, magnetite e mica di tipo biotite.

4) Dall'analisi chimica si rileva che la percentuale di ferro ferrico decresce dal valore 3,44% dell'analisi globale del prodotto al valore 0,90% dell'analisi del prodotto decantato, e cioè della metalloysite vera e propria. Contemporaneamente decrescono le quantità di tutti gli altri componenti non interessati alla composizione chimica della molecola metalloysitica, e ciò è perfettamente logico, anche se, trattandosi di un prodotto purissimo, sarebbe più rigoroso attendersi la completa assenza di essi.

È evidente che, malgrado la decantazione, rimane sempre qualche traccia di un componente non halloysitico, come ad esempio il sanidino, la cui presenza risulta non solo dal valore del K_2O, ma anche dal fatto che, all'analisi roentgenografica, ne sono state riscontrate le relative interferenze più alte.

Lo studio con le sue relative conclusioni può consentire ora un discorso utile ai fini dello sfruttamento della metahalloysite a scopo industriale.

Le sue caratteristiche fisico-chimiche, pressocchè analoghe a quelle della kaolinite, sui cui molteplici impieghi nell'industria si è discusso nella prima parte della presente nota, ne fanno prevedere senz'altro l'utilizzazione, non senza naturalmente avere risolto, i problemi di varia natura che si oppongono, ma tutt'altro che insolubili, visto che in natura non è mai possibile, tranne in qualche caso eccezionale, riscontrare prodotti già puri e pronti ad essere impiegati tal quale.

Quelli che interessano più di ogni altro in questa sede sono tre e precisamente:

1) diffusione del prodotto;
2) percentuale effettiva del « mineral clay »;
3) purificazione del materiale estratto.

Per quanto concerne la soluzione del primo posso soltanto, con i mezzi che ho avuto a disposizione, affermare che il prodotto, anche se limitatamente alla zona di Pantani Fragneto, è diffuso in quantità tale da giustificare uno sfruttamento.

Se si pensa poi che in tutto il bacino di Ailano, il prodotto è abbastanza diffuso anche se « a zone », una tale giustificazione assume un valore ancora più concreto.

Comunque per un calcolo preciso di cubatura occorrerebbero delle trivellazioni, ma ciò esorbita dai miei compiti.

Per la percentuale della frazione argillosa, gli studi hanno dimostrato che il suo valore sul secco è sul 50% circa; un trattamento ad umido potrebbe far salire tale valore. Se aggiungiamo che la maggior parte della frazione sabbiosa è costituita da sanidino, il cui impiego è previsto nell'industria ceramica, è facile dedurre che la quantità di prodotto non utilizzabile si riduce intorno al 10% circa.

La purificazione del prodotto richiede poi uno studio approfondito. Infatti se il processo di flottazione o una idrociclonizzazione potrebbero essere sufficienti ad eliminare la « frazione pesante », non consentirebbero, d'altro canto, l'eliminazione del ferro presente sotto forma di ossido idrato o, presumibilmente, quale costituente della stessa metahalloysite, tenendo presente il valore di 0,90% ottenuto dall'analisi chimica della frazione, costituita dalle particelle con diametro inferiore a 2 μ.

È innegabile che tale valore appare alto: ma chimicamente è possibile l'eliminazione del ferro operando con soluzioni riducenti, tipo idrosolfito sodico (o qualsiasi altro sbiancante prodotto in Italia su vasta scala) che, riducendo lo ione ferrico a ferroso, ne consente la sua solubilizzazione (Dion [30]; Mehra e Jackson [31]).

Un metodo orientato in tale senso dovrebbe industrialmente condurre a buoni risultati se in laboratorio, gli esperimenti effettuati in scala ridotta e senza l'impiego di particolari attrezzature, lasciano sperare abbastanza bene.

Studi di confronto con i materiali di provenienza inglese, attualmente impiegati nell'industria della carta che, come è noto, richiede un altissimo grado di bianco, fanno ritenere non molto lontano, con

l'affinamento del metodo, il raggiungimento del valore richiesto (grado bianco del cosidetto « caolino inglese »: 87 - metahalloysite Prata Sannita: 81).

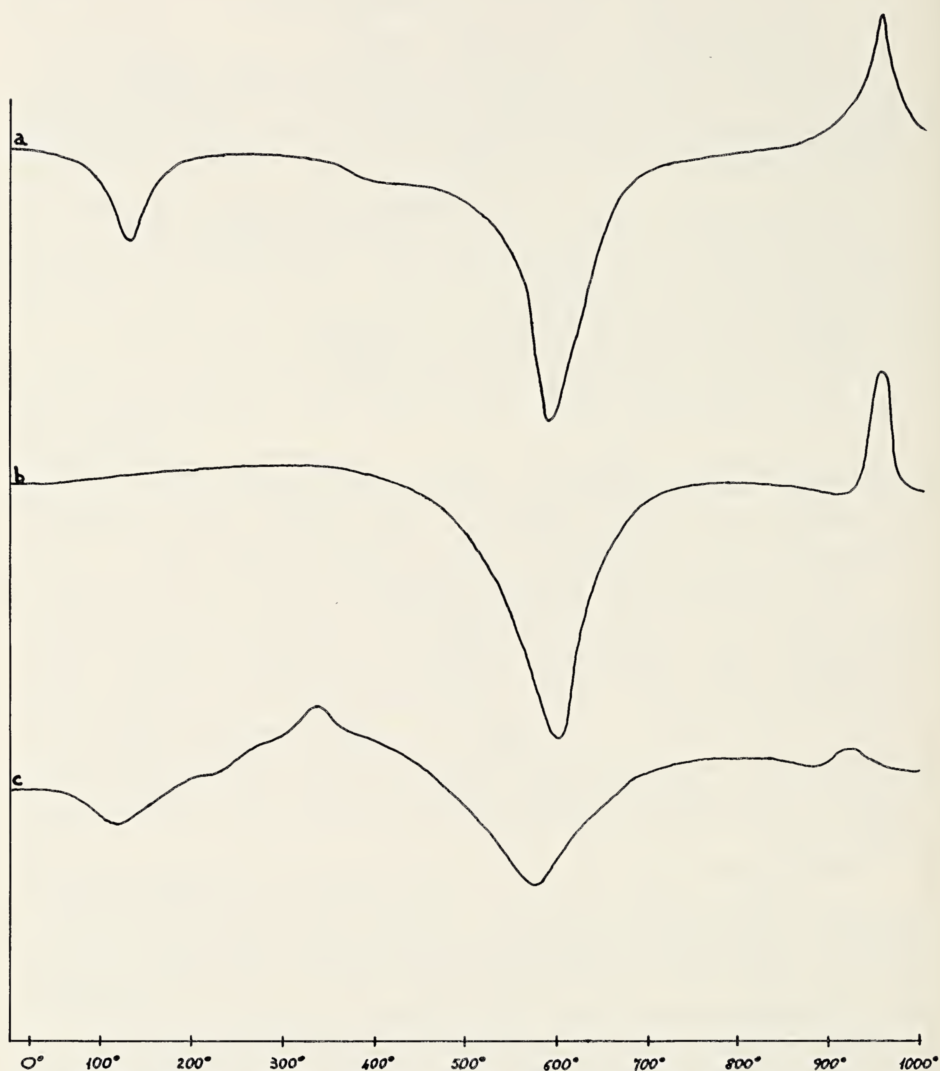


Fig. 1. — Analisi termodifferenziali:

a) Metahalloysite di Prata Sannita (Caserta).

b) « Caolino inglese » dopo il trattamento di imbianchimento per via chimica.

c) Argilla alluvionale della località « Fontana Nuvolata » (componente prevalente: illite).

Dico cosidetto « caolino inglese » perchè l'analisi roentgenografica ha dimostrato trattarsi in realtà di una miscela di metahalloysite ed halloysite idrata. (Il prodotto esaminato mi è stato cortesemente fornito da ditta specializzata nell'importazione).

Nella tabella 4 si riportano i valori rinvenuti e nella figura I (b) i risultati della A.T.D.

TABELLA 4.

N.	Intensità	*d* in Å	Minerale	
1	d	10,40	Halloysite	
2	ff	7,39	Metahalloysite	
3	mf	4,41	»	-Halloysite
4	mf	4,34	»	
5	f	3.62	»	
6	d	3,34		»
7	dd	2,57	»	»
8	md	2,52	»	
9	mf	2,49	»	
10	mf	2,39	»	»
11	dd	2,32	»	
12	d	1,99	»	
13	dd	1,85	»	
14	d	1,70	»	
15	dd	1,67	»	»
16	md	1,49	»	
17	dd	1,31	»	
18	dd	1,28	»	

VII) *Le argille alluvionali della valle di Ciorlano.*

Come è stato detto anche all'inizio della presente nota i terreni di copertura di questa valle sono rappresentati da argille alluvionali

TABELLA 5.

N.	Intensità	*d* in Å	Minerale
1	md	10.00	Illite
2	md	4.48	Illite
3	md	4.26	Quarzo
4	dd	3.84	Calcite
5	ff	3,34	Illite-Quarzo
6	d	3.21	Illite
7	md	3,17	Illite
8	f	3,02	Calcite
9	d	2.87	Illite
10	md	2.61	Illite
11	d	2,48	Calcite
12	d	2.43	Illite-Quarzo
13	d	2,31	Illite
14	f	2.28	Calcite
15	d	2,17	Illite
16	d	2.08	Calcite
17	d	1,98	Illite
18	d	1,92	Calcite
19	md	1,86	Calcite
20	md	1,81	Quarzo
21	md	1,66	Illite
22	d	1.60	Quarzo-Calcite
23	d	1,56	Calcite
24	md	1,53	Illite
25	d	1,50	Calcite
26	d	1,44	Illite-Calcite
27	dd	1.41	Quarzo
28	dd	1.40	Quarzo
29	ff	1,37	Quarzo
30	dd	1,33	Quarzo-Illite
31	dd	1,29	Calcite
32	dd	1,28	Quarzo
33	d	1,25	Quarzo
34	dd	1,22	Quarzo
35	dd	1,20	Quarzo
36	dd	1,18	Quarzo
37	dd	1,15	Quarzo
38	dd	1,08	Quarzo

che sono da mettersi in rapporto con l'abbondanza delle acque di cui anche oggi la zona si presenta ricca.

È superfluo aggiungere che la genesi di queste argille non ha nulla a che vedere con quella che ha prodotto l'alterazione delle pozzolane e dei tufi che hanno condotto alla formazione della metahalloysite.

Al fine di dare un quadro più completo ho voluto identificare con maggiore precisione il tipo di argilla che è risultato, come dimostra lo studio relativo, costituita da illite, ricca di quarzo e di calcite.

Il materiale occorrente per l'analisi è stato prelevato in località « Nuvolata » ove sono presenti numerose sorgenti di acque fredde solfuree, che hanno anche prodotto una certa alterazione sul materiale originario.

I risultati dell'analisi roentgenografica (metodo di Debye - camera mm. 114,8 - radiazione Cu $K\alpha$; Kw. 40 - mA. 18) sono riportati nella tabella 5; quelli dell'analisi chimica vengono riportati nella tabella 6.

TABELLA 6.

SiO_2	45,08
TiO_2	0,96
ZrO_2	0,04
Al_2O_3	19,32
Fe_2O_3	4,80
FeO	0,90
MgO	0.36
CaO	7,60
K_2O	2,80
Na_2O	0,90
H_2O+	7,58
H_2O-	2,92
CO_2	6,10
SO_3	0,45
	99,81

Le analisi effettuate consentono di osservare che in questo tipo di argilla il ferro è presente sotto forma di limonite in quanto, pur presentandosi la stessa attraversata da vene di colore giallo-ruggine,

non è stato possibile mettere in evidenza alcuna interferenza attribuibile alla ematite o alla goethite.

La quantità di ferro ferroso presente trova la sua spiegazione con la presenza dello zolfo con il quale evidentemente costituisce la pirite, formatasi a spese dell'idrogeno solforato proveniente dalle acque acide.

Nel mentre, come ho già detto prima, continuano in laboratorio gli studi sui prodotti di alterazione presenti nella zona di Ailano che saranno oggetto di altra pubblicazione, voglio augurarmi che questa prima nota possa, anche se sola, esser considerata già tale da suscitare un certo interesse in coloro i quali ancora credono fermamente nella valorizzazione di quelle aree del Mezzogiorno d'Italia, molto spesso trascurate.

Istituto di Mineralogia dell'Università di Napoli - Aprile 1966.

RIASSUNTO

Dopo aver passato in rassegna i principali usi delle argille, considerando che i diversi impieghi che ne derivano negli svariati campi dell'industria sono funzione delle proprietà caratteristiche dei componenti mineralogici di esse, vengono messi in evidenza e quindi studiati, dal punto di vista della composizione chimica e mineralogica, alcuni « prodotti di alterazione » presenti nella zona di Prata Sannita, in provincia di Caserta.

Accertato quale componente essenziale di tali prodotti la metahalloysite, ne vengono discusse le possibilità di impiego nell'industria.

SUMMARY

After a survey of the principal employments of clays, considering that the different uses which derive from them in the various fields of industry are in function of the characteristic proprieties of their mineralogical components, « the products of alteration » which are found in the zona of Prata Sannita (Caserta) are pointed out and then studied from the point of view of their chemical mineralogical composition.

Having been ascertained the presence of metahalloysite as an essential component of such products, we enter into discussion upon the possibilities of their employment in industry.

BIBLIOGRAFIA

[1] Norin R. *The decomposition products of kaolinite.* Geolog. Foren i. Stockolm Forh Vol. 66 (1944).

[2] Gilard P. *Autoclave traetmen of kaolin and metakaolin.* Verre silicates ind. Vol. 13 (1948).

[3] Holderidge D. A. e Moore F. *Clay water relationships in Ceramics.* Clay minerals Bull. Vol. 2 (1953).

[4] Brindley G. W. e Hunter. *Thermal reactions of nacrite and the formation of metakaolin - alumina, and mullite.* Mineral. Mag. Vol. 30 (1955).

[5] Roy R., Roy D. H. e Francis E. E. *Thermal decomposition of kaolinite and halloysite.* J. Amer. Ceram. Soc. Vol. 38 (1955).

[6] Brindley G. W. e Nakahira M. *Further consideration of the cristal structure of kaolinite.* Mineral. Mag. Vol. 31 (1958).

[7] Brindley G. W. e Nakahira M. *The kaolinite-mullite reactions series, I: A survey of outstanding problems, II: Metakaolin, III: the high - temperature phases.* I. Amer. Ceram. Soc. Vol. 42 (1959).

[8] Comer J. J. *Electron microscope studies of mullite development in fired kaolilinites.* I. Amer. Ceram. Soc. 43 (1960).

[9] Nakahira M. e Kato T. *Electron diffraction study of the dehidration process of some clay mineral.* Abstract. Annual Mecting Japan Cryst. Soc. (1961).

[10] Gehlen K. *Von Orientierte Bildung von Mullit aus Al-Si Spinell in der Umwand lungsreihe kaolinit.* Mullit. Ber. deut. Keram. Gesel (1962).

[11] St. Clair H. W., Ravety S. F., Sweet A. T., Plummer C. E. « *The ammonium sulfate proces for production of aluminium from western Clay* ». Trans. A.I.M.E. Vol. 159 (1944).

[12] Sweet A. T., Gardini G. D. *Elimination of iron in Ammonium sulfate process for production of alumina from Clay.* U. S. Bur. Mines Rept. Invest. (1948).

[13] Archibald F. R., Jackson C. F. *Alumina from Clay by the Lime-Sinter Method*: I Trans A.I.M.E. Vol. 159 (1944).

[14] Archibald F. R., Nicholson C. M. *Alumina from Clay by the Lime-Sinter Method*: II Tech. Pub. (1948).

[15] Grimm R. E., Machin J. S., Bradley F. W. *Amenability of various types of clay minerals to alumina extraction by the lime sinter and lime soda sinter process.* Illinois State Geol. Survey Bull. Vol. 69 (1945).

[16] Copson R. L., Walthall J. H., Hignett T. P. *Extraction of alumina from clays by the lime sinter modification of the Pederson process.* Trans. A.I.M.E. Vol. 159 (1944).

[17] Grimm R. E. *Op. cit.* in [15].

[18] Amphett C. *Jon exchange in Clay Minerals.* Endeavor. Vol. 17 (1958).

[19] Branca G., Lenzi G., Sinno R. *Studio preliminare sul comportamento dei « materiali argillosi » attraversati da soluzioni radioattive.* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Serie 4. Vol. 29 (1962).

[20] Lacy W. J. *Decontamination of Radioactively Contaminated Water by Slurring with Clay.* Ind. Eng. Chem. Vol. 46 (1954).

[21] Niscita H. A., Kowalewsky J., Steen R. T. e Larson K. H. *Fixation and extractability of fission products contaminating various soils and clays.* Soil Scien. Vol. 81 (1956).

[22] Cronan C. S. *Ceramic sponges store radioactive.* Washes Chem. Eng. Vol. 66 (1959).

[23] Mielent R. C., King M. E. *Physical-chemical properties and Engineering performance of clays.* Calif. Div. Mines Bull. Vol. 169 (1955).

[24] Murray H., Smith J. M. *Lightweight aggregate potentalities of some Indiana Shales.* Indiana Geol. Survey Rept. progr. Vol. 12 (1958).

[25] Riley C. M. *Relation of chemical properties to bloating of clay.* Jorn. Amer. Ceram. Soc. Vol. 34 (1951).

[26] White W. A. *Lightweight aggregate resources of Illinois.* Illinois State Geol. Survey (1959).

[27] Deriberé M., Esne A. *La bentonite* (3 ed.) (1951).

[28] Wentworth C. K. *A scale grade and class term of clastic sediments.* Jornal of Geol. Vol. 30 (1922).

[29] Murray Haydn H. *Industrial application of kaolin.* Clays and clay mineral Vol. 10 (1963).

[30] Dion H. G. *Iron oxide removal from clays and its influence on base-exchange properties and X-ray diffraction patterns of the clay.* Soil Scien. Vol. 58 (1944).

[31] Mehra O. P., Jackson M. L. *Iron oxide removal fro soils and clays by a dithionite citrate system buffered with sodium bicarbonate.* Clays and clay mineral. Vol. 5 (1960).



Carta topografica della zona di Prata Sannita (Foglio 161: III N.E.) (dai tipi dello Istituto Geografico Militare: autorizzazione N. 192, in data 7-XI-1966).
(Scala 1 : 15.000)



Fig. 1. — I « prodotti di alterazione » della zona di Prata Sannita (loc. Pantani Fragneto: versante Nord della Concessione).



Fig. 2. — Prata Sannita (loc. Pantani Fragneto: versante Sud della Concessione).

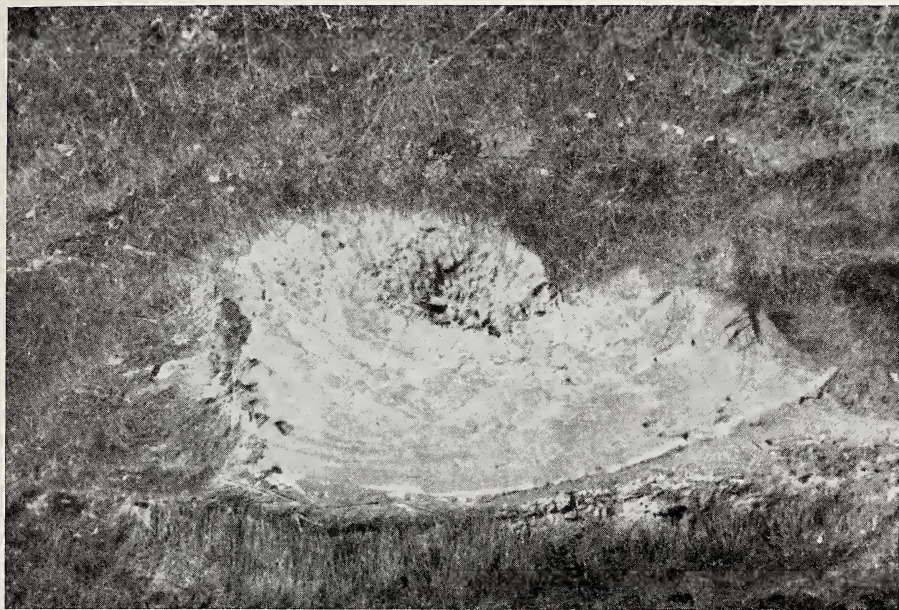
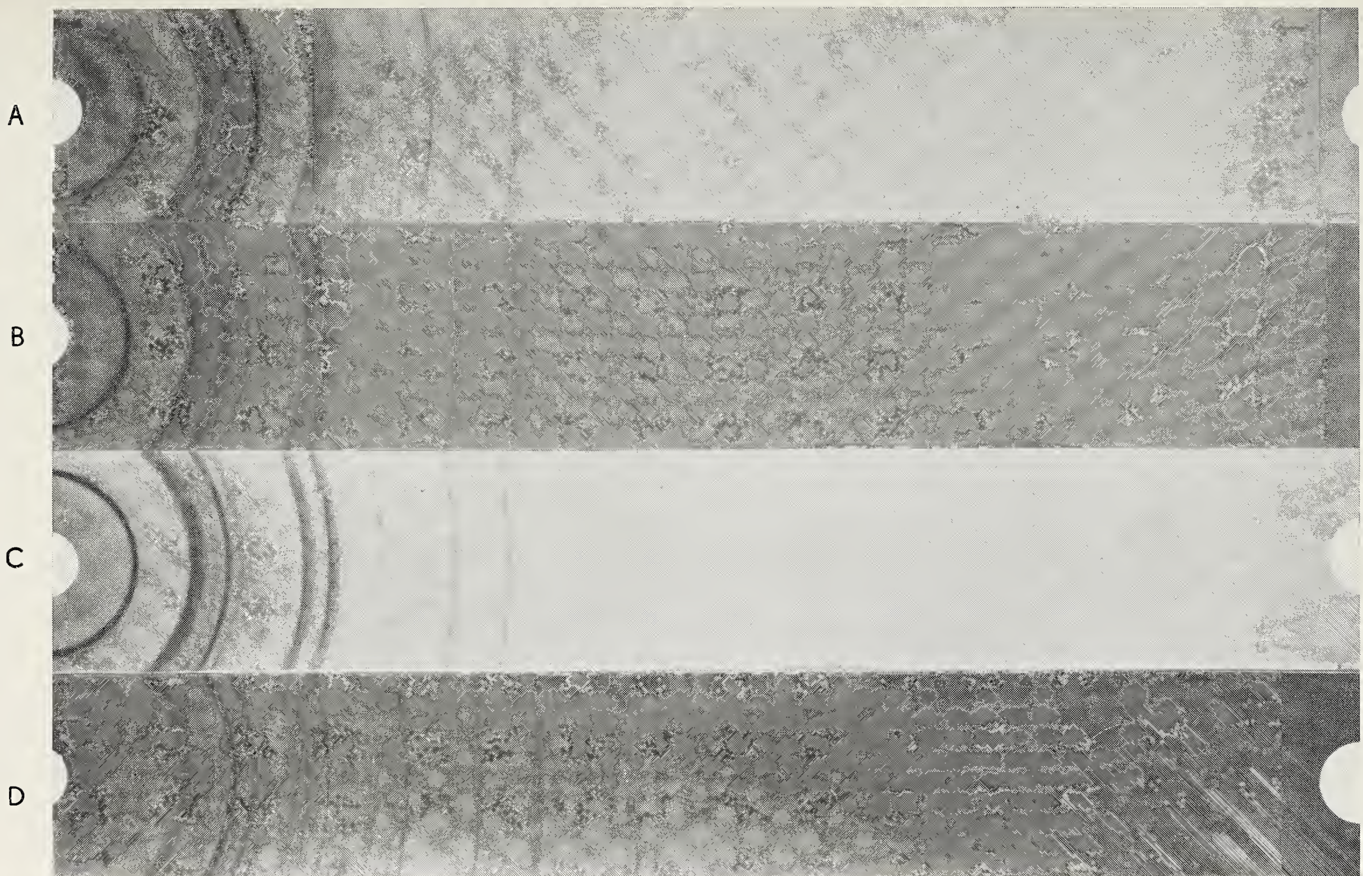


Fig. 1. — Prata Sannita, loc. « Nuvolata ». Sorgente di acqua sulfurea.



Fig. 2. — Prata Sannita, loc. « Nuvolata ». Argille alterate dall'azione delle acque sulfuree.



Spettrogrammi di « terre caoliniche » (Cu K α):

A) Prodotto di Prata Sannita « tal quale » (metahalloysite-sanidino).
B) Prodotto di Prata Sannita dopo purificazione ed imbianchimento (metahalloysite).
C) Prodotto inglese dopo imbianchimento (halloysite - metahalloysite).
D) Argille alluvionali della località « Nuvolata » (illite - quarzo - calcite).

Segnalazione di microfaune mesozoiche nei calcari dei dintorni di Vietri di Potenza (Lucania) (*)

Nota della Dott. ELENA LUPERTO SINNI

(presentata dal socio Prof. ANGIOLA MARIA MACCAGNO)

(Tornata del 27 maggio 1966)

Come è noto, da alcuni anni l'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bari conduce ricerche per una migliore conoscenza delle serie mesozoiche dell'Appennino meridionale.

Nel quadro di queste ricerche il Prof. Bruno RADINA ha compiuto alcuni studi, su uno dei quali ha recentemente riferito in una nota, già pubblicata su questo Bollettino (1965).

I dati esposti nella stessa nota sono stati raccolti in un'area compresa, grosso modo, tra i dintorni di Balvano a nord e di Savoia di Lucania a sud (tavolette 199 IV NO « Vietri di Potenza » e 199 IV SO « Polla »).

Ho collaborato a queste indagini con l'esame micropaleontologico di numerosi campioni di roccia (**) che il Prof. RADINA ha raccolto nel corso delle sue ricerche in varie località della zona: ciò al fine di fornire qualche dato sull'età dei termini della « Serie carbonatica », che furono localmente segnalati dallo stesso autore (op. cit.) e che qui verranno indicati in modo sommario nella parte conclusiva della nota.

Alcuni dei campioni esaminati hanno rivelato la presenza di associazioni microfaunistiche significative; in base a queste ho potuto accertare che le rocce dalle quali sono stati presi i già menzionati campioni hanno età comprese fra il Lias e il Cretaceo inferiore. Fra i campioni stessi un certo numero è apparso inoltre molto interessante per quanto riguarda la microbiofacies: mi sembra quindi opportuno dare in proposito qualche notizia in questa nota.

(*) Nota pubblicata col contributo del C. N. R.

(**) Tali campioni e le sezioni sottili da queste ricavate sono conservati presso l'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università degli Studi di Bari.

Risultati micropaleontologici

L'esame microscopico è stato effettuato esclusivamente su sezioni sottili, data la natura delle rocce costituenti i campioni (si tratta di calcari, di calcari dolomitici e di dolomie).

A) — descrivo in primo luogo la microfauna dei campioni provenienti dalle località citate nel già menzionato lavoro di Radina. I risultati micropaleontologici più significativi vengono riportati qui di seguito:

— *CAMPIONE* 194 — è stato prelevato in località Serra Capo l'Aresta (presso Caggiano), sul versante NE (Tavoletta 199 IV SO « Polla »). Si tratta di un calcare detritico, organogeno, di colore grigio a grana fine, fratturato e attraversato da numerose vene calcitiche chiare.

È stata rilevata la presenza di: *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia (molto abbondante e con talli robusti e ben sviluppati), *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri (abbastanza frequente), *Boueina* sp., *Orbitopsella praecursor* Gümbel, *Rhapydionina* (syn. *Haurania*) *deserta* Henson e inoltre *Glomospira* sp., *Ammobaculites* sp., *Lituola* sp., Textularidae, Valvulinidae (*Eggerella* sp. in modo particolare), Miliolidae, piccoli Gasteropodi.

Palaeodasycladus mediterraneus Pia è notoriamente considerato fra le specie guida della parte inferiore e media del Lias. *Orbitopsella praecursor* Gümbel è stata segnalata, in numerosi studi, nel Lias inferiore e medio. Tra le specie sopra citate queste ultime sono comunque le più interessanti per la datazione della roccia (che viene naturalmente riferita al Lias medio-inferiore).

— *CAMPIONE* 193 — proviene dalla località Serra di Capo l'Aresta (presso Caggiano), tra Serra e Capo (tavoletta 199 IV SO « Polla »). È stato prelevato da un calcare grigio, detritico, a grana ora grossolana ora fine, in alcuni punti dolomitizzato.

Sono risultati presenti numerosi foraminiferi, tra i quali particolarmente interessante è risultato *Labyrinthina* (syn. *Lituosepta*) *recoarensis* Cati. Sono molto abbondanti: Valvulinidae (tra i quali specialmente *Eggerella* sp.) e piccoli Textularidae. Sono inoltre presenti *Glomospira* sp., *Lituola* sp. e l'alga *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

Come è noto *Labyrinthina recoarensis* Cati è stata osservata solo in sedimenti del Lias medio, in associazione con *Orbitopsella praecursor* Gümbel e *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia, nonchè in sedimenti del Lias superiore, nei quali queste due ultime specie più non compaiono.

Poichè la prima fra le specie ora citate è stata osservata in assenza delle altre, il calcare del campione 193 può essere considerato riferibile al Lias superiore.

Da informazioni avute da Radina risulta che il livello dal quale provengono i campioni 194 e 193 è stato osservato in più punti della zona studiata: così in sinistra del F. Landro, in località Cinque Vari, al Monte Serrapola, ecc.

— *CAMPIONE* 168 — è stato prelevato poco ad ovest del paese di Vietri (tavoletta 199 IV NO « Vietri di Potenza »). La roccia che lo costituisce è un calcare grigio, detritico a grana variabile (da grossolana a fine), in alcuni punti decisamente oolitico e pseudoolitico. All'esame microscopico sono risultati presenti: *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Pseudocyclammina* sp., *Dictyoconus* sp., *Cayeuxia* sp., *Solenopora* sp., *Acicularia* sp., radioli di Echini.

Per la presenza di *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk la roccia stessa è riferibile al Batoniano.

— *CAMPIONE* 170 — è stato prelevato al Monte Serrapola, in prossimità dell'Altare (tavoletta 199 IV NO « Vietri di Potenza »). Si tratta di un calcare grigio, organogeno, brecciato, attraversato da vene calcitiche chiare.

È presente un'associazione abbastanza tipica: *Coscinoconus alpinus* Leupold e Bigler, *Coscinoconus elongatus* Leupold e Bigler, *Ammobaculites* sp., *Pseudocyclammina* aff. *lituus* Yokoyama, *Nodophthalmidium jurassicum* Carozzi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, e, molto abbondanti, *Selliporella donzellii* Sartoni e Crescenti e *Coscinophragma cribrosum* Reuss. Sono inoltre presenti Valvulinidae, Textularidae, piccoli Miliolidae, Gasteropodi, radioli di Echini.

Di tutte le forme rinvenute quella più interessante dal punto di vista cronologico e l'alga *Selliporella donzellii* Sartoni e Crescenti. Questa specie è stata rinvenuta fino ad oggi esclusivamente in sedimenti del Baiociano-Batoniano.

Pertanto, la roccia appare riferibile a questo intervallo di tempo.

— *CAMPIONE* 190 — è stato prelevato alla confluenza del F. Fiumarella con il F. Landro (tavoletta 199 IV NO « Vietri di Potenza »). Si tratta di un calcare grigio, detritico, a grana grossolana, con molte ooliti, fratturato e attraversato da vene calcitiche chiare; in alcuni punti il calcare risulta molto dolomitizzato.

La fauna, piuttosto scarsa, è costituita in prevalenza da piccoli Valvulinidae e Textularidae. Relativamente frequenti risultano *Involutina turgida* Kristan e *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk. Sono inoltre presenti alghe del tipo *Cayeuxia* e *Solenopora.*

Per il ritrovamento di *Labyrinthina mirabilis* e *Involutina turgida,* il calcare è da riferirsi al Dogger superiore.

Dalle informazioni avute da Radina risulta che il livello del quale sono stati prelevati i campioni 196, 190 e 170 affiora sugli alti versanti del M. Coste S. Salvatore, a Monte Serrapola, a Castiglione, sul versante settentrionale di Serra Capo l'Arestra e a Ponte d'Armi.

— *CAMPIONE* 171 — è stato prelevato sulla strada, poco a NO del paese di Caggiano (tavoletta 199 IV SO « Polla »). La roccia è un calcare grigio, a struttura tipicamente oolitica.

I microfossili presenti sono generalmente inclusi nelle grossi ooliti, cementate da calcite spatica, che compongono la roccia. Particolarmente interessanti sono risultati: *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Trocholina conica* Schlumberger, *Coscinoconus alpinus* Leupold e Bigler, *Coscinoconus elongatus* Leupold e Bigler, *Coscinoconus minutus* Maslov, *Clypeina* sp., Sono inoltre presenti *Ammobaculites* sp., frammenti di *Coscinophragma cribrosum* Reuss, frammenti di *Solenoporaceae,* piccolissimi Gasteropodi e alcuni radioli di Echini.

A *Protopeneroplis striata* viene generalmente attribuita un'età variabile tra il Dogger e il Malm: nell'Appennino però la specie è stata finora rinvenuta (secondo osservazioni di Farinacci, 1964) in una fascia ben definita, dello spessore di circa 30 m, riferibile al Dogger superiore - Malm inferiore. A questo intervallo di tempo penso possa riferirsi anche la roccia esaminata.

Secondo le informazioni ricevute da Radina sembra che il livello dal quale è stato prelevato il campione 171, affiori anche sul versante settentrionale di Caggiano.

— *CAMPIONE* 173 — proviene dalla località Castiglione, nei pressi di Caggiano (tavoletta 199 IV SO « Polla »). Si tratta di un

calcare grigio, detritico, molto fratturato, attraversato da vene di calcite spatica.

I microfossili sono piuttosto scarsi. Sono presenti: *Orbitolina* sp. (in prevalenza), *Cuneolina camposauri* Sartoni e Crescenti, *Bacinella irregularis* Radoicic. Risultano inoltre presenti *Trochammina* sp., Miliolidae, Textularidae, piccole Rotalidi, frammenti di Lamellibranchi con guscio molto robusto (Inocerami) piccoli Gasteropodi, radioli di Echini.

Come è noto l'associazione di *Orbitolina* sp., *Cuneolina camposauri* Sartoni e Crescenti e *Bacinella irregularis* Radoicic è tipica di sedimenti riferibili al Barremiano-Albiano. Pertanto la roccia esaminata può essere riferita a questo intervallo.

B) — Descrivo adesso la microfauna di altri campioni, pure raccolti da Radina nella zona citata, ma non menzionati nel suo lavoro a causa dei dubbi sorti sulla posizione stratigrafica dei termini dai quali essi provengono.

— *CAMPIONE* 230 — è stato prelevato sul margine SO del Monte Vetranico (Tavoletta 199 IV NO « Vietri di Potenza »). Si tratta di un calcare grigio, a grana molto fine, fossilifero.

Particolarmente abbondante è risultata *Labyrinthina recoarensis* Cati, in associazione con numerosi Valvulinidae (particolarmente *Eggerella* sp.) e piccoli Textularidae. Sono inoltre presenti individui di *Glomospira* sp., *Ammobaculites* sp., *Lituola* sp., *Pseudocyclammina* sp. e *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri. Questa roccia, per la presenza, anzi abbondanza, di *Labyrinthina recoarensis* Cati non associata ad *Orbitopsella praecursor* Gümbel è da riferirsi al Lias superiore.

— *CAMPIONE* 196 — è stato raccolto in località Pietra d'Orazio (Tavoletta 199 IV NO « Vietri di Potenza »). Si tratta di un calcare grigio-chiaro, detritico e, in alcuni punti oolitico.

I fossili rinvenuti sono: *Dictyoconus cayeuxi* Lucas, *Dictyoconus* sp., *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Involutina turgida* Kristan. *Pseudocyclammina* sp., *Coscinophragma cribrosum* Reuss. Sono inoltre presenti *Arabicodium* sp., *Cayeuxia* sp., *Solenopora* sp., *Acicularia* sp. Infine sono risultati presenti *Textularia* sp., *Trochammina* sp., *Robulus* sp., piccoli Gasteropodi, radioli e frammenti di Echini.

Dictyconus cayeuxi è stato rinvenuto da Lucas in sedimenti del-

l'Aaleniano: è stato citato da DUFAURE (1958) nel Baiociano-Batoniano.

La presenza, oltre che di *Dictyoconus cayeuxi* Lucas, di *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk e di *Involutina turgida* Kristan permettono di ritenere la roccia riferibile al Baiociano-Batoniano.

— *CAMPIONE* 231 — è stato raccolto sul versante NO di Monte Vetranico, a q. 700-720 m s. l. m. (tavoletta 199 NO « Vietri di Potenza »). La roccia è un calcare grigio, vistosamente fossilifero, detritico a grana grossolana.

I fossili rinvenuti sono principalmente Coralli e Gasteropodi. La microfauna è costituita da *Pseudocyclammina* aff. *lituus* Yokoyama, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Glomospira* sp., *Trocholina* sp., *Ammobaculites* sp. Sono inoltre presenti Textularidae, Valvulinidae, *Cayeuxia* sp., *Coscinoconus* aff. *conicus* Maslov, radioli di Echini. L'associazione microfaunistica rende possibile il riferimento della roccia al Batoniano (e, probabilmente, al Batoniano superiore).

— *CAMPIONE* 236 — è stato raccolto in località Varco d'Anghilio, dopo il bivio S. Gregorio Magno-Vicigliano, sulla destra della strada (tavoletta 199 IV NO « Vietri di Potenza »). La roccia è una brecciola calcarea bianco-rosata o bianco-grigia a grana piuttosto grossolana, spesso assai fratturata e attraversata da sottili venature rossastre. Vi sono stati osservati individui di *Orbitolina* sp., frammenti di Lamellibranchi (Rudiste, Nerinee, ecc.) e di Gasteropodi; frammenti e radioli di Echini, nonchè alghe del tipo *Solenopora*.

Le Orbitoline, che possono essere ascritte al gruppo *Orbitolina conoidea* - *Orbitolina discidea*, consentono di riferire la roccia all'Aptiano-Albiano (HENSON, 1954).

Annotazioni micropaleontologiche.

I microfossili rinvenuti nelle sezioni sottili esaminate sono abbastanza conosciuti perchè sia necessario soffermarsi sulla descrizione sistematica di ognuno di essi. Per quelli attualmente ritenuti più importanti mi sembra però opportuno dare alcune notizie circa la sinonimia, aggiungendo qualche osservazione di carattere sistematico e relativa alla distribuzione stratigrafica.

a) FORAMINIFERI.

Orbitopsella praecursor Gümbel

1872 — *Orbitulites praecursor* — Gümbel, p. 256, tav. 7, figg. 1-10.
1962 — *Orbitopsella praecursor* Gümbel — Sartoni e Crescenti, p. 274, tav. 47, fig. 1.

Distribuzione stratigrafica. La specie è nota nel Lias di varie località: nel Lias s. l. del Trentino, Veronese e Vicentino della Formazione dei Calcari grigi (Gümbel, 1872; Lepsius, 1878; Neumayr, 1881; Cita, 1959, 1960 e 1965; Maync, 1959 e 1960); nel Lias della Croazia (Devidé, 1957 e Kochansky-Devidé, 1956 e 1958); nel Lias inferiore e medio del Marocco (Le Maitre, 1935; Rey e Nouet, 1958); nel Giura di Cipro (Henson, 1948); nel Lias medio dell'Appennino meridionale (Parona, 1929; Sartoni e Crescenti, 1959 e 1962; Agip mineraria, 1959; De Castro, 1963; Catenacci, De Castro e Sgrosso, 1963; Pescatore e Vallario, 1963); nel Lias della Piana di Zeta-Skadar (Iugoslavia) e dei Monti di Itri (Farinacci e Radoicic, 1964).

Rhapydionina deserta Henson

1948 — *Haurania deserta* — Henson, p. 12, tav. 15, figg. 1-4.
1965 — *Rhapydionina deserta* Henson — Loeblich e Tappan, p. 493, fig. 379 (4-7).

Distribuzione stratigrafica. La specie, rinvenuta per la prima volta da Henson (1948) in calcari del Giura dell'Iraq, è stata segnalata successivamente nei Calcari grigi del Trentino (Sartoni e Crescenti, 1959) e nei livelli della parte medio-inferiore della Cenozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia dell'Appennino meridionale (Sartoni e Crescenti, 1962).

Labyrinthina recoarensis Cati

1959 — *Lituosepta recoarensis* — Cati, p. 103, tav. 1, figg. 1-14.
1965 — *Labyrinthina recoarensis* Cati — Loeblich e Tappan, p. 245, fig. 156 (4-6).

Osservazioni. La specie è stata descritta da Cati (1959) come appartenente al genere *Lituosepta*. Il genere è stato però invalidato da Loeblich e Tappan (1965), i quali lo hanno posto in sinonimia con

il genere *Labyrinthina* WEYNSCHENK (1951). L'invalidità del genere *Lituosepta*, rimasta in dubbio per qualche tempo (PIRINI, 1965), appare ormai decisamente dimostrata (FOURCADE e NEUMANN, 1966).

Lituosepta recoarensis Cati differisce, infatti, da *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk per un minor numero di logge, sia nella parte avvolta che nella parte svolta, e inoltre per la forma delle camere della porzione svolta: la larghezza delle camere resta costante nel corso dello sviluppo in *Labyrinthina mirabilis*, mentre in *Lituosepta recoarensis* Cati le ultime logge formate sono meno larghe delle precedenti. Queste differenze, che rientrano fra quelle a valore interspecifico, fanno considerare *Lituosepta recoarensis* come una specie del genere *Labyrinthina*.

Distribuzione stratigrafica. *Labyrinthina recoarensis* è segnata nel Lias probabilmente medio-superiore del Vicentino (CATI, 1959); nel Lias del Trentino e dell'Appennino meridionale (SARTONI e CRESCENTI, 1959 e 1962); al limite Domeriano-Toarciano nel Marocco (CUVILLIER, 1959); nel Lias della Grecia (MAYNC, 1960).

LABYRINTHINA MIRABILIS Weynschenk

1951 — *Labyrinthina mirabilis* — Weynschenk, p. 283, tav. 1, figg. 4-8.
1966 — *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk — Fourcade e Neumann, p. 234, tav. 1, figg. 1-3 e 10-11.

Distribuzione stratigrafica. *Labyrinthina mirabilis* è stata segnalata da WEYNSCHENK (1956) nel Malm del Tirolo; è stata inoltre rinvenuta nel Giura superiore d'Abruzzo (RAFFI e FORTI, 1959); nel Giura s. l. di Pignola (Lucania) (LUPERTO, 1961); in livelli della Cenozona a *Kurnubia palastiniensis* dell'Appennino meridionale (SARTONI e CRESCENTI, 1962); nel Dogger superiore - Malm inferiore della Piana di Zeta-Skadar e della Montagna Vojnik (Iugoslavia) e dei Monti Lepini e di Itri (FARINACCI e RADOICIC, 1964); nel Kimmeridgiano della Provincia d'Albacete (Spagna) (FOURCADE e NEUMANN, 1966).

Protopeneroplis striata Weynschenk

1950 — *Protopeneroplis striata* — Weynschenk, pp. 17-19, tav. 2, figg. 12-14.
1950 — *Ventrolamina cribans* — Weynschenk, pp. 17-19, figg. 2-4 nel testo, tav. 3, figg. 22-25.
1956 — *Ventrolamina cribans* — Weynschenk, p. 286, tav. 1, figg. 14-17.
1963 — *Ventrolamina cribans* Weynschenk — Dessauvagie, p. 74.
1964 — *Protopeneroplis striata* Weynschenk — Farinacci, p. 44, figg. 1-5.

Distribuzione stratigrafica. La specie è stata segnalata da Weynschenk (1950) nel Dogger medio-superiore e nel Malm del Tirolo. È stata successivamente descritta nel Dogger-Malm di Israele (Reiss, 1958); nell'Oxfordiano superiore e nel Kimmeridgiano inferiore dell'Aquitania orientale (Dufaure, 1958); nella parte basale del Giurassico superiore dell'Appennino (Montagna del Morrone, Abruzzi) (Raffi e Forti, 1959); nel Dogger superiore - Malm inferiore della Turchia (Dessauvagie, 1963); nel Giurassico medio delle Dinaridi e del Montenegro (Radoicic, 1963); nel Dogger del Trentino (Ferrari, 1960-'61); nel Giura s. l. di Pignola (Lucania) (Luperto, 1961); nel Dogger superiore - Malm inferiore del Lazio meridionale (Farinacci, 1964); nel Dogger superiore - Malm inferiore della Marsica nord-orientale (Colacicchi, 1964); nel Dogger superiore - Malm inferiore della Piana di Zeta-Skadar (Iugoslavia) e dei Monti di Itri (Farinacci e Radoicic, 1964).

Cuneolina camposauri Sartoni e Crescenti

1962 — *Cuneolina camposauri* — Sartoni e Crescenti, p. 275, tav. 24, fig. 1.

Distribuzione stratigrafica. Cuneolina camposauri è stata rinvenuta in sedimenti di età variabile dal Valanginiano all'Albiano e precisamente: nel Valanginiano della Provenza (Pfender, 1938); nel Barremiano dei dintorni di Titograd (Radoicic, 1960); in livelli della Cenozona a *Cuneolina camposauri* (riferita al Valanginiano-Aptiano) e nei livelli basali della Cenozona a *Cuneolina pavonia parva* (inizio dell'Albiano) dell'Appennino meridionale (Sartoni e Crescenti, 1962) e del Casertano (Sartoni e Colalongo, 1964); nell'Albiano medio-superiore della Marsica nord-orientale (Colacicchi, 1965).

b) ALGHE.

Palaeodasycladus mediterraneus Pia

1920 — *Palaeocladus mediterraneus* — Pia, p. 118, tav. 6, figg. 1-5, 1 fig. testo.
1962 — *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia — Sartoni e Crescenti, p. 269. tav. 13, fig. 2, tav. 46, fig. 1.

Distribuzione stratigrafica. La specie è stata segnalata in terreni di età che va dal Trias superiore al Lias medio e precisamente: nei livelli più alti della serie Triassica di Monte S. Calogero (Sicilia) (Ruggeri, 1959); nel Retico-Hettangiano delle Marche e della Lucania (Agip mineraria, 1959); nel Lias del Vicentino (Cati, 1959); nel Lias del Trentino e dell'Appennino meridionale (Sartoni e Crescenti, 1959 e 1962); nel Mesozoico inferiore-medio dell'Appennino meridionale (De Castro, 1963; Pescatore e Vallario, 1963; Catenacci, De Castro e Sgrosso, 1963); nel Lias della Piana di Zeta-Skadar (Iugoslavia) e dei Monti di Itri (Farinacci e Radoicic, 1964).

Selliporella donzellii Sartoni e Crescenti

1962 — *Selliporella donzellii* — Sartoni e Crescenti, p. 263, tav. 14 e tav. 43, fig. 1-5.

Distribuzione stratigrafica. La specie è stata rinvenuta nella parte superiore della Cenozona a *Thaumatoporella parvovesiculifera* (riferita al Baiociano - Batoniano inferiore) e più raramente nella parte inferiore-media della Cenozona a *Pfenderina salernitana* (riferita al Batoniano superiore), dell'Appennino meridionale (Sartoni e Crescenti, 1962). La specie è stata inoltre citata nel Dogger superiore - Malm basale della piana di Zeta-Skadar (Iugoslavia) e dei Monti di Itri (Farinacci e Radoicic, 1964).

Bacinella irregularis Radoicic

1959 — *Bacinella irregularis* — Radoicic, p. 92, tav. 3, figg. 1-2.

Distribuzione stratigrafica. La specie è diffusa in terreni del Barremiano - Aptiano delle Dinaridi e della Serbia

(RADOICIC, 1959 e 1960); è stata descritta nella parte superiore della Cenozona a *Cuneolina camposauri* e nella parte inferiore della sovrastante Cenozona a *Cuneolina pavonia parva* dell'Appennino meridionale (SARTONI e CRESCENTI, 1962); recentemente è stata citata nei calcari del Barremiano - Albiano della Piana di Zeta-Skadar (Iugoslavia) e dei Monti di Itri (FARINACCI e RADOICIC, 1964).

COSCINOCONUS ALPINUS Leupold

1935 — *Coscinoconus alpinus* — Leupold e Bigler, p. 618, tav. 18, figg. 1-11.
1958 — *Coscinoconus alpinus* Leupol — Maslov, pp. 545-548, figg. 1-3.

Osservazioni. Questa specie, istituita da Leupold nel 1935, fu descritta dettagliatamente dallo stesso autore (1955) come foraminifero del Giurassico della Svizzera. La forma è stata considerata tra i foraminiferi fino a tempi molto recenti. Solo da poco, infatti, LOEBLICH e TAPPAN (1965) hanno confermato quanto sostenuto da MASLOV (1958).

L'autore russo, avendo potuto studiare questo microfossile nelle più svariate condizioni di fossilizzazione, lo aveva descritto come un'alga da includersi nella famiglia *Dasycladaceae*. Mi pare che le argomentazioni morfologiche e strutturali portate da MASLOV (op. cit.) in appoggio alla sua tesi e ritenute valide da LOEBLICH e TAPPAN (op. cit.), siano effettivamente sufficienti, non solo a distinguere le specie di *Coscinoconus* da quelle di *Trocholina*, ma anche a ritenere il genere *Coscinoconus* un'alga con caratteristiche simili a quelle di *Acicularia*, *Terquemella*, ecc.

Distribuzione stratigrafica. La specie fu descritta da LEUPOLD e BIGLER (1935) in brecce calcaree del Malm - Cretaceo inferiore del gruppo di Faul Horn nelle Alpi Svizzere; successivamente è stata citata nell'Aptiano inferiore dell'Aquitania occidentale (CUVILLIER, 1951); nell'Aptiano di Minorca (COLOM, 1947); nel Cretaceo inferiore di Pignola (Lucania) (LUPERTO, 1961); nel Kimmeridgiano di Iaila in Crimea (MASLOV, 1958).

Considerazioni crono-stratigrafiche conclusive.

Il risultato più significativo delle mie ricerche deriva dall'osservazione, in vari campioni, di associazioni microfaunistiche molto tipiche e di valore crono-stratigrafico.

Attraverso l'interpretazione dei dati micropaleontologici raccolti ho potuto trarre alcune indicazioni sull'età dei termini locali della « serie carbonatica » che già erano stati segnalati da Radina nel suo lavoro.

In base allo studio micropaleontologico dei campioni ritengo infatti di poter trarre le seguenti conclusioni cronostratigrafiche:

i termini della « Serie carbonatica » dei dintorni di Vietri di Potenza, già indicati da Radina nel suo lavoro, possono avere le seguenti età:

d) — Calcari grigi (o bianco-grigi) brecciati o comunque grossolanamente detritici (termine *5*) - di Radina): Cretaceo inferiore (Barremiano - Albiano).

c) — Calcari grigi decisamente oolitici (termine *4*) - di Radina): Dogger superiore - Malm inferiore (CAMPIONE 171).

b) — Calcari grigi (ma in qualche caso anche di color avorio o bianco sporco), detritici a grana grossolana, spesso oolitici o pseudo-olitici (termine *3*) - di Radina): Dogger s. l.

È dimostrabile la presenza del Baiociano-Batoniano (CAMPIONE 169).

a) — Calcari detritici di colore grigio chiaro e bianco giallastro, a grana variabile, spesso fratturati e in alcuni punti dolomitizzati (termine *2*) - di Radina): Lias s. l.

Nell'ambito di questi calcari è possibile rilevare la presenza del Lias inferiore-medio (CAMPIONE 194) e del Lias superiore (CAMPIONE 193).

Per il termine *1*) di Radina (Dolomie bianche o grigie chiare detritiche a grana variabile) non è possibile dare alcuna indicazione di età: i campioni esaminati sono infatti risultati sterili.

RIASSUNTO

Sono segnalate associazioni microfaunistiche osservate in alcuni campioni di roccia provenienti da varie località dei dintorni di Vietri di Potenza (Lucania).

La presenza in dette associazioni di alcune forme-guida ha permesso di attribuire i livelli dai quali i campioni esaminati provengono a varie età, dal Giurassico al Cretaceo inferiore.

SUMMARY

The author has studied some microfaunal assemblages which are observed in some samples gathered at various places of the environs of Vietri di Potenza (Lucania).

The presence of some index foraminifera allows the author to refer the samples studied at various levels of the Jurassic and of the Cretaceous periods.

BIBLIOGRAFIA

Agip mineraria, 1959 *Microfacies italiane* (*dal Carbonifero al Miocene medio*): pp. 1-35, tavv. I-CXLV, 2 figg. testo, S. Donato Milanese.

Baldacci L. e Viola C., 1894 *Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale*: Boll. Com. Geol. It., 25, pp. 372-390. Roma.

Bigler, 1935 *Strat. und. Mikrof. Malm. Kreide Grenzschimit Coscinoconus in Axalp-Gebiet*: Boll. Geol. Helv., Vol. XXVIII, n. 2.

Blumenthal M. M., 1956 *Les chaines du Taurus au sud-ouvest du bassin de Karaman-Konya et le problème stratigraphique de la formation schistoradiolaritique*: Bull. Min. Res. Exp. Inst. Turkey, 48, pp. 1-39, Ankara.

Boehm G., 1884 *Beitrage zur Kenntnniss der grauen Kalke in Venetien*: Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell, 36, pp. 738-782, Berlino.

Catenacci E., De Castro P. e Sgrosso I., 1963 *Complessi guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del Massiccio del Matese*: Mem. Soc. Geol. It., 4, pp. 1-20, tavv. 6, 3 figg. testo. Roma.

Cati F., 1959 *Nuovo Lituolide nei Calcari grigi liassici del Vicentino*: Giorn. di Geol., ser. 2, 27 (1956-1957), pp. 103-112, tav. I, 1 fig. testo, Bologna.

Cita M. B., 1959 *Osservazioni stratigrafiche sul Lias del Monte Baldo*: Riv. It. Pal. e Stratig., 65, f. 4, pp. 359-365, 1 fig. nel testo. Milano.

— 1965 *Jurassic, Cretaceous and Tertiary microfacies from the Southern Alps* (*Northen Italy*): pp. 1-335, tavv. 1-117, ed. E. J. Brill. Leiden.

Colacicchi R., 1964 *La facies di transizione della Marsica Nord-Orientale. I Serie della Serra Sparvera e della Rocca di Chiarano*: Geologica Romana, 3, pp. 93-124, 17 figg. nel testo, 2 tavv. Roma.

Cuvillier J., 1956 *Stratigraphic correlations by microfacies in Western Aquitaine*: pp. 1-33, tavv. 1-90, 1 fig. nel testo. Ed. E. J. Brill, Leiden.

Cuvillier J. e Deloffre R., 1954 *Organismes peu connus ou « incertae sedis » dans le Crétacé inférieur du Sud-Ouest de l'Aquitaine*: Rev. Microp., 7, n. 1, pp. 3-13, pl. 4. Paris.

Cuvillier J. e Dufaure P. H., 1963 *Position stratigraphique de la zone à « Paleodasycladus » dans le Lias des Corbières des Pyrénées et du Bassin d'Aquitaine en général*: Compte Ren. Séanc. Académ. Scienc., 257, gr. 9, pp. 4203-4206, Paris.

De Castro P., 1963 *Sulla presenza del Giura* (*Dogger e Malm*) *nei Monti Aurunci*: Boll. Soc. Nat. Napoli, 71, (1962), pp. 16-19, tavv. I-IV, Napoli.

De Lorenzo G., 1892 *Osservazioni geologiche nei dintorni di Lagonegro in Basilicata*: Rend. Acc. Lincei, s. 5, 1, 9, pp. 316-317. Roma.

— 1892 *I terreni dei dintorni di Lagonegro in Basilicata. Comunicazioni*: Boll. Soc. Geol. It., 11, pp. 660-661. Roma.

— 1892, *Sul Trias dei dintorni di Lagonegro in Basilicata*: Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2a, 5, n. 8, pp. 1-48, figg. 1-26. Sunto in: Rend. Acc. Sc. fis. e mat., 2, 6, 186. Roma.

— 1894 *Sulla geologia dei dintorni di Lagonegro*: Rend. Acc. Lincei, s. 5, 3, pp. 135-139, 309-312, 351-354. Roma.

— 1894 *Le montagne mesozoiche di Lagonegro*: Atti Acc. fis. e mat., s. 2, 6, 15, pp. 1-124. Roma.

— 1895 *Osservazioni geologiche nell'Appennino della Basilicata meridionale*: Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2, 7, 8, pp. 1-31. Roma.

— 1895 *Bemerkungen uber die Trias des sudlichen Italien und Siciliens*: Verhandl. geol. Reichsants (1895), pp. 17-18, 483-484. Wien.

— 1896 *Noch ein Worth die Trias des sudlichen Italien und Siciliens*: Verhandl. geol. Reichsants (1895), 9, pp. 275-277. Wien.

— 1896 *Fossili del Trias medio di Lagonegro*: Palaent. It., 2, pp. 113-148. Pisa.

— 1937 *Geologia dell'Italia meridionale*: Nuova edizione a cura di G. D'Erasmo. Ed. Politecnica. Vol. in 8°, pp. 1-326. Napoli.

Devidè D., 1957 *Una tipica serie di copertura: il Lias della Iugoslavia costiera*: Riv. industr. mens. tecn. econom., Idrocar., anno V, n. 60, 6 figg. nel testo. Milano.

Dufaure P. H., 1958 *Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du jurassique et du néocomien de l'Aquitaine à la Provence*: Rev. Microp., 1, n. 2, pp. 87-115, tav. 6, Parigi.

Farinacci A., 1964 *Sulla posizione sistematica e stratigrafica di Protopeneroplis striata Weynschenk*, 1950 (*Foraminifera*): Geologica Romana, 3, pp. 41-48, 5 figg. nel testo. Roma.

Farinacci A. e Radoicic R., 1964 *Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne*: La Ricerca scientifica, anno 34, 7, n. 2, ser. 2, pp. 269-284, tavv. 1-15, 4 figg. nel testo. Roma.

Fossa Mancini E., 1962 *Sifonee verticillate triassiche e liassiche dell'Appennino umbro-marchigiano*: Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. verb., 30, n. 2, pp. 29-34, Pisa.

Fourcade E. e Neumann M., 1966 *A propos des genres Labyrinthina Weynschenk*, 1951 *et Lituosepta Cati*, 1959: Rev. Microp. 8, n. 4, pp. 233-239. Parigi.

Gumbel C. W., 1872 *Uber zwei jurassische Vorlaufer des Foraminiferen - Geschlechtes Nummulina und Orbulites*: Neues Jahrb. Min. Geol. Pal., pp. 241-260, tavv. 6-7, Stuttgart.

Henson F. R. S., 1948 *Larger Imperforate Foraminifera of South-Western Asia*: Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.), pp. 1-27, tavv. 1-16, London.

Kochanski-Devidè V., 1956 *Makro-und mikrosphaerische Generation der Orbitopsella preacursor in Lias von Plitvice* (*Kroatien*): Bull. Scient. Cons. Acad. Yugosl., 3, n. 2, Lettres, p. 47, Zagreb.

— 1958 *Izmjena Generacija Vrste Orbitopsella praecursor u Lijasu Plitvica*: Geol. Vjesn, svez. 11, God. 1957, pp. 77-86, tavv. 1-3. Zagreb.

LE MAITRE D., 1935 *Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. Description des Spongiomorphides et des algues*: Mém. Serv. Min. Maroc, n. 34, pp. 17-59, tavv. 1-12, Rabat.

LEPSIUS R., 1878 *Das westliche Sud-Tirol geologisch daergestellt*. Berlin.

LEUPOLD 1935 *Coscinoconus, eine neue Foraminiferenform Tithonunterkreide-Gesteine der Helvetischen zone der Alpen*: Ecl. Geol. Helv., 28, n. 2, pp. 606-624, tav. 1. Basel.

LOEBLICH A. R. e TAPPAN H., 1964 *Protista. In: MOORE R. C., Treatise on Invertebrate Paleontology*, 1-2, pp. C1-C900, 653 figg. nel testo, Lawrence.

LUPERTO E., 1963 *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza)*: Palaentographia Italica, 57, (n. ser. vol. XXVII), anno 1962, pp. 1-9, tavv. 1-5 e 1 fig. nel testo. Pisa.

MAYNC W., 1959 *Arenaceous Foraminifera from the Liassic Limestone section of Monte Baldo, east of Lago di Garda, Italy*: Riv. Ital. Pal. Strat., 65, n. 4, pp. 367-374, tavv. 21-24, Milano.

— 1960 *Morphology and occurrence of foraminiferal genus Orbitopsella*: Riv. Ital. Pal. Strat., 66, n. 4, pp. 491-524, tavv. 44-49, 4 figg. nel testo. Milano.

MASLOV B. P., 1958 *Découverte dans le jurassique de Crimée du genre Coscinoconus Leupold et sa véritable nature*: Dokl. Akad. Nauk. S. S. S. R., 121, n. 3, pp. 545-548, 3 figg. nel testo. Mosca.

MOHLER 1946 *Uber des Vork Trocholina Paal, in der Unter Kreide Von W. Borneo*: Ecl. Geol. Helv., 39, n. 2, 1946. Basel.

NEUMAYER M., 1881 *Uber der Lias in Sudostlischen Tirol und in Venetien*: Neues Jahrb. Min. Geol. Pal., pp. 207-226. Stuttgart.

NOTH L., 1931 *Beitrage zur Geologie und Palaeontologie Mittelgriechenlandes*: Neues. J. Min. Pal. e Geol., Beil. 66, abt. B, pp. 131-165, tavv. 15-17. Stuttgart.

PARONA C. F., 1929 *Spigolature paleontologiche. I. Calcari ad Orbitopsella praecursor (Gümbel) nell'Appennino centrale*: Boll. Soc. Geol. It., vol. 53, 1928, n. 8. pp. 1-10. Roma.

PESCATORE T. e VALLARIO A., 1963 *La serie Mesozoica nel gruppo del Monte Maggiore (Caserta)*: Mem. Soc. Geol. It. 4, pp. 1-11, tav. 5. Roma.

PIA J., 1920 *Die Siphoneae Verticillatae vom Karbon bis zur Kreide*: Abhlad. Zool-Botan. Gesell Wien, 11, H2, pp. 1-263, tavv. 1-8, 27 figg. nel testo. Wien.

RADINA B., 1957 *Appunti preliminari al rilevamento geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano (tav. FSS III NO)*: Boll. Soc. Geol. D'It. 76, 3, pp. 60-62. Roma.

— 1957 *Sulla geologia dei dintorni di S. Fele (Potenza)*: Boll. Serv. Geol. d'It., 79, 3-4 5, pp. 749-755. Roma.

— 1958 *Rilievo geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano*: Boll. Soc. Geol. It., 77, 3, pp. 183-203. Roma.

— 1965 *Note stratigrafiche e tettoniche dei dintorni di Vietri di Potenza e di Savoia di Lucania (Appennino meridionale)*: Boll. Nat. in Napoli, 74, pp. 133-148, 5 figg. nel testo. Napoli.

RENZ C. e REICHEL M., 1948 *Neue Foraminiferenfunde im boetischen Seengebiet (Mittelgriechenlande)*: Egl. Geol. Helv. 41, 2, pp. 379-389, tav. 15. Basel.

REY M. e NOUET G., 1958 *Microfacies de la region preriferaine ed te la Mojenne Moulouja (Maroc sept.)*: Ed. E. J. Brill. pp. 1-31, tavv. 1-97. Leiden.

Ricchetti G., 1961 *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola (Potenza)*: Boll. Soc. Geol. It. **80**, 3 pp. 247-268. Roma.

Ruggieri G., 1959 *Osservazioni preliminari sulla stratigrafia della regione di Sciacca*: Riv. Min. Sic. anno X, n. 58-59, pp. 189-195, tavv. 1-2, 5 figg. nel testo. Palermo.

Sartoni S. e Colalongo M. L., 1964 *Sul Cretaceo dei dintorni di Caiazzo (Caserta)*: Mem. Soc. Geol. It. **4**, pp. 1-18, tav. 4. Roma.

Sartoni S. e Crescenti U., 1959 *La zona a Palaeodasycladus mediterraneus (Pia) nel Lias dell'Appennino meridionale*: Giorn. Geol. s. 2, **27** (1956-1957) pp. 115-139, tavv. 1-3, 2 figg. nel testo. Bologna.

— 1962 *Ricerche biostratigrafiche nel mesozoico dell'Appennino meridionale*: Giorn. Geol. s. 2, **29**, (1960-1961) pp. 161-304, tavv. 11-52, 1 tab. Bologna.

Scandone P., 1961 *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro*: Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. s. 4, **28**, pp. 436-444. Napoli.

— 1963 a *Stratigrafia degli scisti silicei della Lucania*: Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 1-9, Roma.

— 1963 b *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dell'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza)*: Boll. Soc. Nat. Napoli, **72** pp. 125-131. Napoli.

Scarsella F., 1957 *Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio dell'Appennino meridionale*: Boll. Soc. Geol. It., **76**, n. 3, pp. 53-59. Roma.

— 1956 *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici e il flysch dell'Appennino centro-meridionale*: Boll. Soc. Geol. It., **75**, 3, pp. 115-126. Roma.

Selli R., 1957 *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*: Giorn. Geol. s. 2, **26**, pp. 1-72. Bologna.

— 1962 *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*: Mem. Soc. Geol. It., **3**, pp. 737-787. Pavia.

Signorini R., 1939 *Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano*: Rend. Acc. Lincei. Cl. Sc. Fis., s. 6, **29**, pp. 558-562. Roma.

Tacoli M. L. e Zoja L., 1957 *Sull'età degli scisti silicei di S. Fele*: Boll. Soc. Geol. It., **76**, 1, pp. 36-45. Roma.

Weynschenk R., 1951 *Two new Foraminifera from the Dogger and Upper Triassic of the Sonnwend montains of Tyrol*: Jorn. Paleont., **25**, n. 6, pp. 793-795, tav. 112, 3 figg. nel testo. Tuba.

— 1956 *Some rare Jurassic index foraminifera*: Microp. vol. **2**, n. 3, pp. 283-286, fig. 3, tav. 1. New York.



Fig. 1. — Calcare detritico a grana fine con *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia. Sezione sottile 194, ×20. Località: Serra Capo l'Aresta (Caggiano), versante NE.

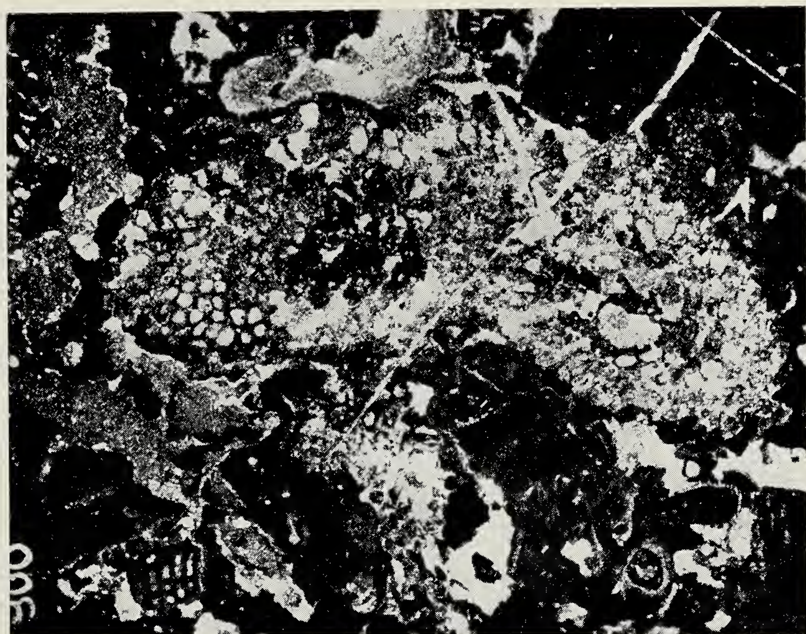


Fig. 2. — Calcare detritico a grana fine con *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia e *Orbitopsella praecursor* Gümbel. Sezione sottile 194, ×20. Località: Serra Capo l'Aresta (Caggiano), versante NE.

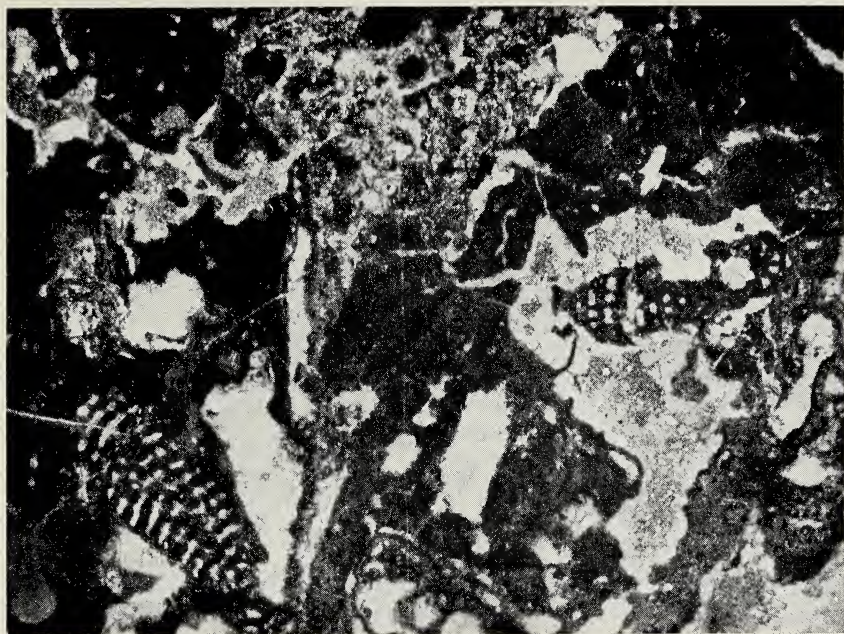


Fig. 1. — Calcare detritico con *Orbitopsella praecursor* Gümbel. Sezione sottile 194, ×20. Località: Serra Capo l'Aresta (Caggiano), versante NE.

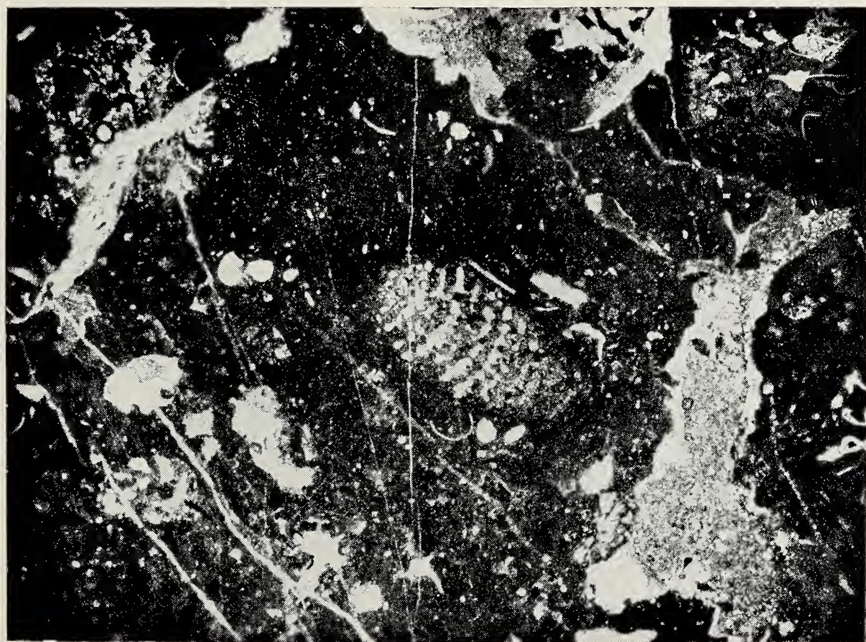


Fig. 2. — Calcare detritico con *Rhapydionina deserta* Henson. Sezione sottile 194, ×20. Località: Serra Capo l'Aresta (Caggiano), versante NE.

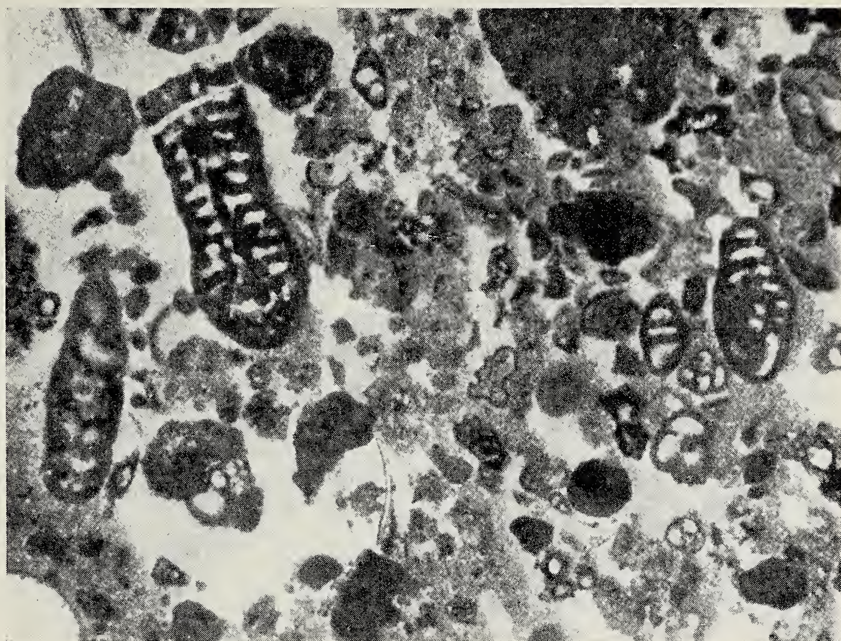


Fig. 1. — Calcare detritico con *Labyrinthina recoarensis* Cati, *Valvulinidae*. Sezione sottile 230, × 25. Località: Margine SO del M. Vetranico.

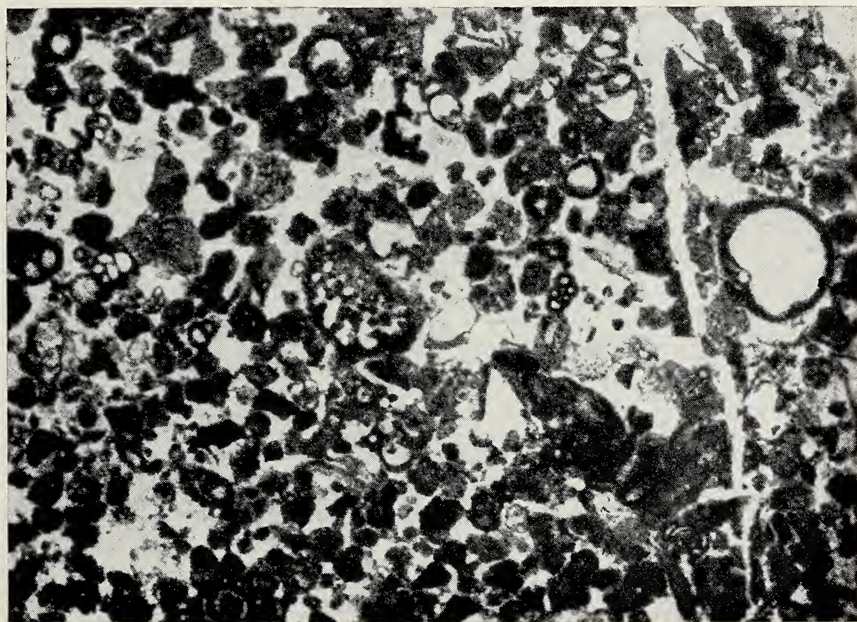


Fig. 2. — Calcare detritico con *Labyrinthina recoarensis* Cati, *Valvulinidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri. Sezione sottile 193, × 25. Località: Serra Capo l'Aresta (Caggiano).

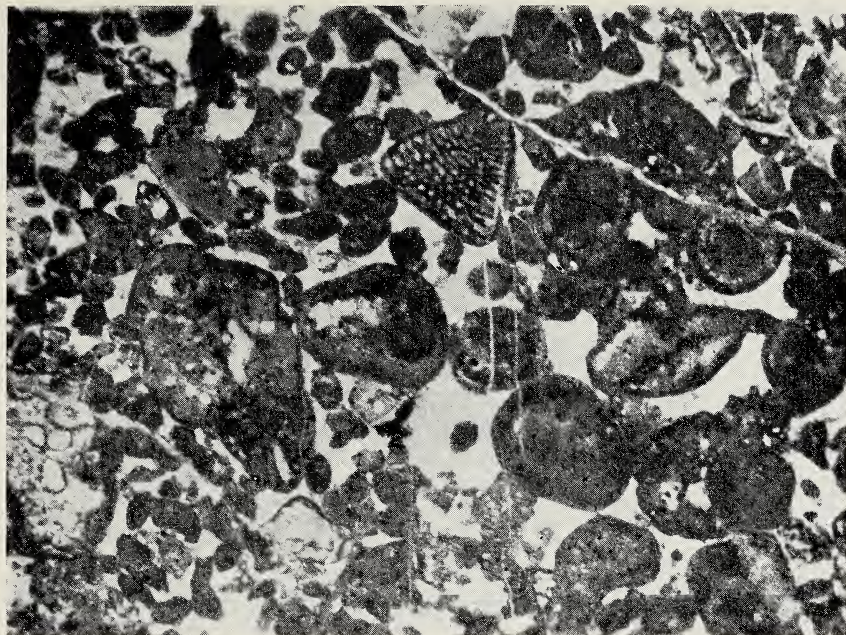


Fig. 1. — Calcare detritico, pseudoolitico con *Dictyoconus* sp. Sezione sottile 196, ×25. Località: Pietra d'Orazio.

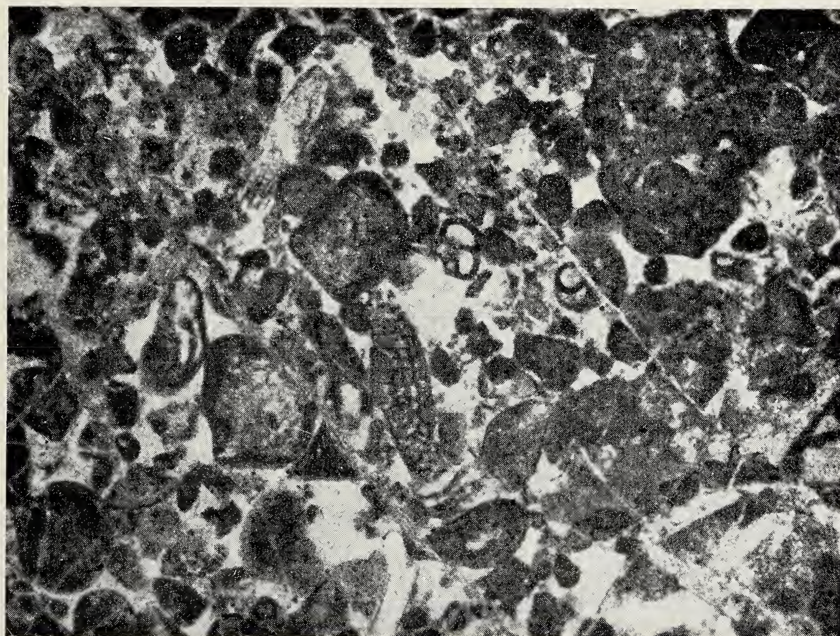


Fig. 2. — Calcare detritico, pseudoolitico con *Dictyoconus cayeuxi* Lucas. Sezione sottile 196, ×25. Località: Pietra d'Orazio.

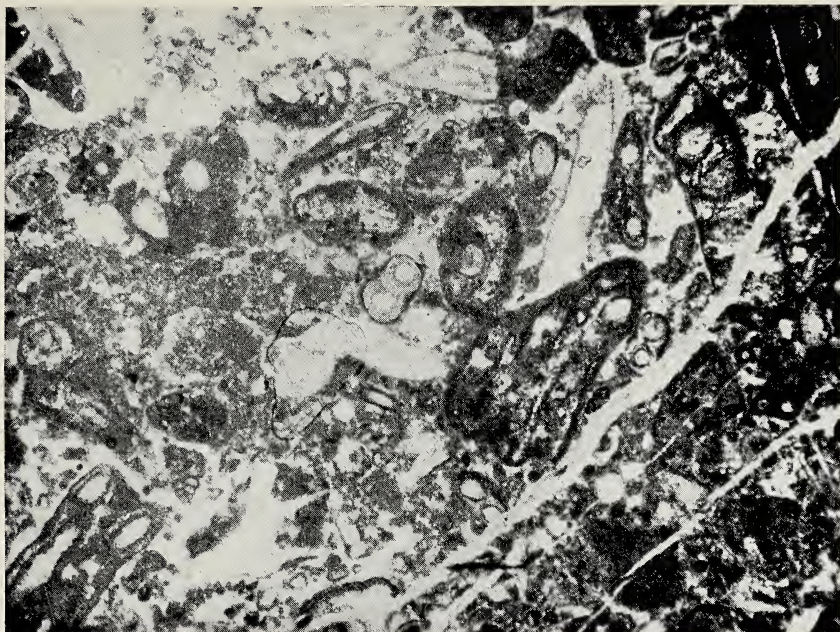


Fig. 1. — Calcare detritico a *Selliporella donzelii* Sartoni e Crescenti. Sezione sottile 170/1, ×25 ca. Località: Monte Serrapola, in prossimità dell'Altare.

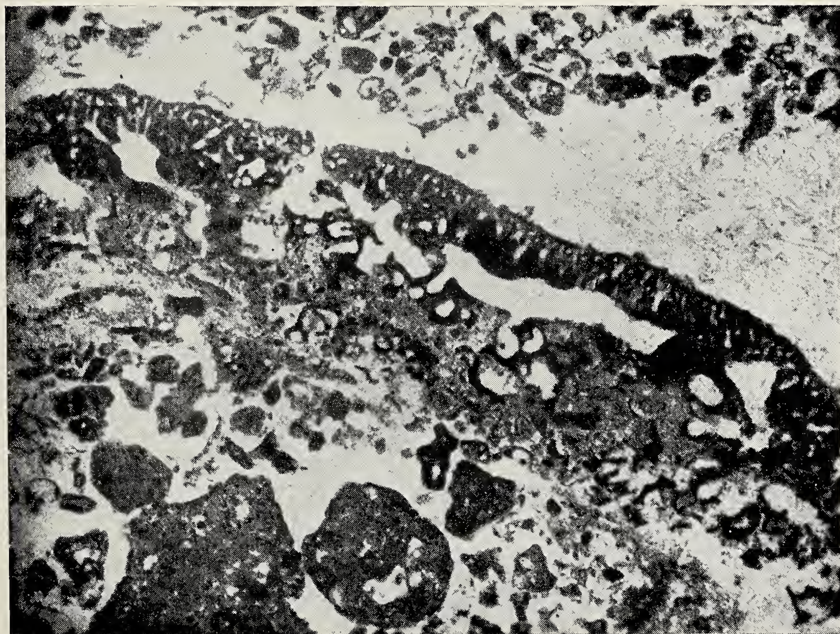


Fig. 2. — Calcare detritico con *Coscinophragma cribrosum* Reuss. Sezione sottile 170/2, ×25 ca. Località: Monte Serrapola, in prossimità dell'Altare.

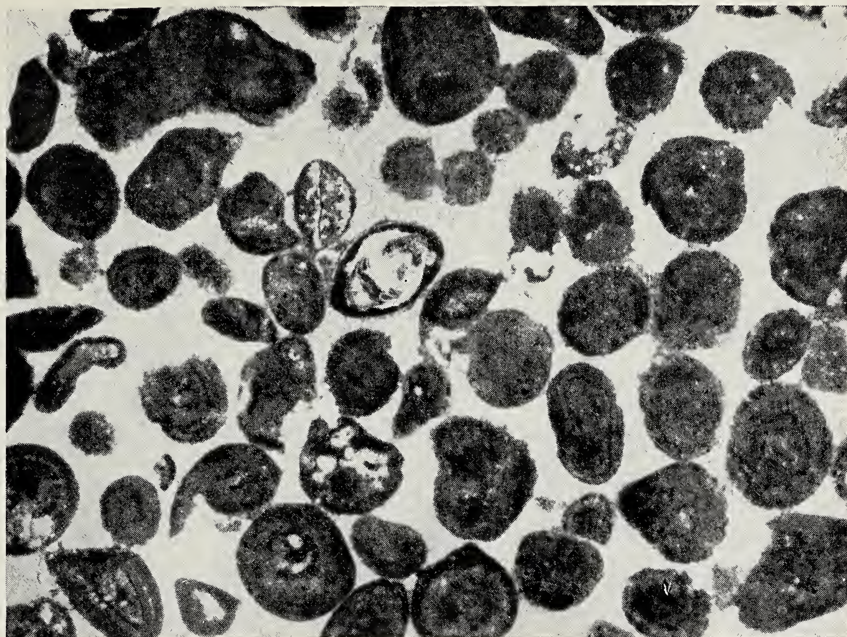


Fig. 1. — Calcare detritico con *Protopeneroplis striata* Weynschenk. Sezione sottile 171, ×25. Località: periferia NO dell'abitato di Caggiano.

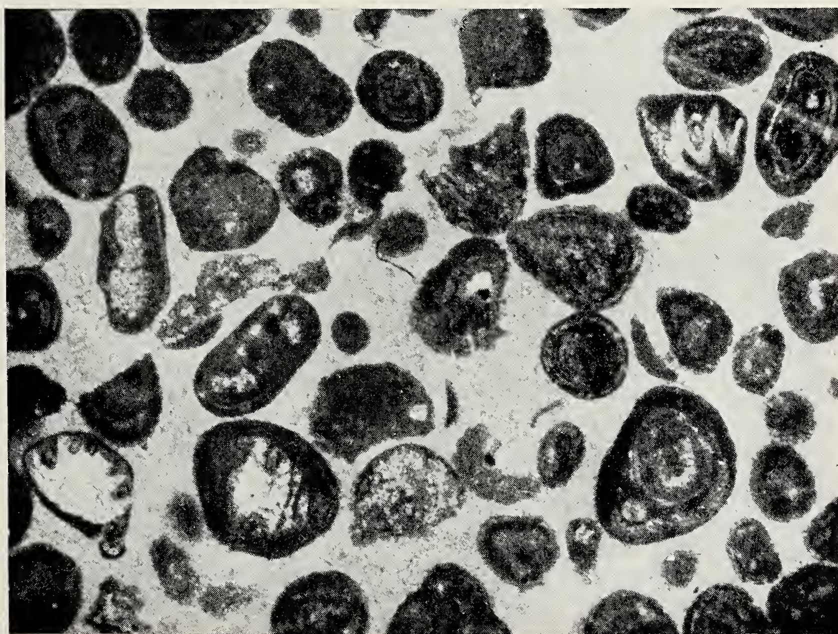


Fig. 2. — Calcare oolitico con *Coscinoconus* sp. e *Clypeina* sp. Sezione sottile 171, ×25. Località: periferia NO dell'abitato di Caggiano.



Fig. 1.

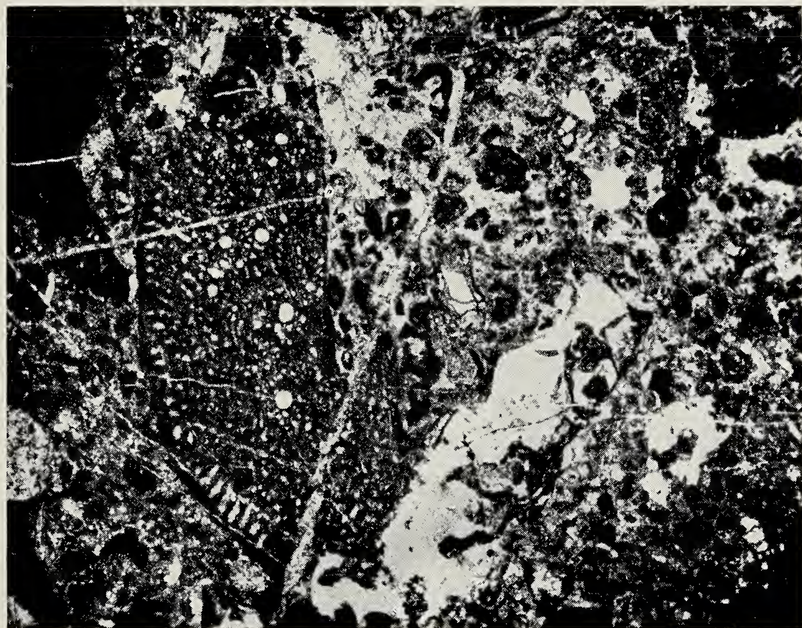


Fig. 1 e 2. — Calcare detritico con *Orbitolina* sp. Sezione sottile 173, ×20. Località: Castiglione (Caggiano).

Aspetti geologici e di geologia tecnica di una parte dell'alto bacino del fiume Basento (Lucania) (1)

Nota del Socio BRUNO RADINA

(Tornata del 27 maggio 1966)

Premessa.

In questa nota vengono riferite alcune osservazioni geologiche compiute nell'alto bacino del fiume Basento, subito a valle (NNO) dell'abitato di Pignola, in provincia di Potenza. Vengono anche riportati i risultati di indagini geognostiche (meccaniche e geofisiche) compiute nella stessa zona a scopi applicativi. Per questi risultati si ringrazia la Presidenza dell'Ente Irrigazione in Puglia e Lucania, che ci ha consentito di prenderne visione. Tali indagini oltre a fornire interessanti elementi di giudizio su alcune proprietà tecniche dei terreni affioranti nella zona, rappresentano un valido aiuto per la migliore interpretazione dei dati geologici raccolti con il rilievo di superficie: essi confermano del tutto i risultati degli studi già compiuti nella zona (2).

L'area studiata è posta pochi chilometri a sud di Potenza e comprende, in particolare, un tratto dell'alto corso del fiume Basento, ai limiti fra le tavolette I NO « Potenza » e I SO « Pignola » del F° 199 « Potenza » dell'I.G.M., fra località i Pantani a nord e Ponte Mallardo a sud (fig. 1); in sinistra del fiume è delimitata dalla Serra S. Marco e dalla regione La Rocca (fig. 2) e in destra dalla regione Chiatamone (fig. 3) e Fontana Nuova.

L'alto bacino del F. Basento è delimitato tutto intorno da una successione di alti rilievi, di aspetto in generale tondeggiante, costituiti da rocce compatte e stabili con cime sopra i 1200-1300 m s. l. m.

---

(1) Lavoro eseguito in parte con il contributo del C. N. R.

(2) G. Ricchetti: Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola (Potenza) « Boll. Soc. Geol. » LXXX, fasc. III, Roma 1961.

Minori rilievi, ai margini e all'intorno, si elevano tra loro e più raramente isolati, fino a quote di 800-1000 m s. l. m. e appaiono più mossi anche se più appiattiti. Questi ultimi sono costituiti per lo più da terreni molli e (almeno in superficie) a tratti piuttosto facilmente cedevoli. Ne risulta, in complesso, un paesaggio di tipo alpestre, anche in rapporto con lo sviluppo della vegetazione.



Fig. 1. — Alto corso del fiume Basento, subito a monte di Ponte Mallardo.

I rilievi principali che delimitano l'alto bacino sono: a sud il M. Arioso (m 1709) ed il M. Volturino (m 1835) sullo spartiacque con il finitimo bacino dell'Agri; ad ovest, il M. La Cerchiara (m 1355), la Timpa dell'Olmo (m 1216) ed i Poggi di Pignola (m 1004); ad est, il M. Monteforte (m 1444) e la Serranetta (m 1435). Da questi rilievi scendono, a confluire nel F. Basento, solo piccole e relativamente profonde incisioni e alcuni ripidi torrentelli. Più fitto anche se meno definito, è il reticolo idrografico nei terreni della parte più bassa del bacino.

L'area studiata costituisce la parte settentrionale e meno elevata di questo tratto del bacino del F. Basento. Essa comprende una vasta spianata alluvionale (che è una delle più estese pianure intorno a Potenza) rappresentata dalla palude di Pignola e dalla regione i Pantani, attraverso la quale scorre il F. Basento. L'alveo di questo è ben inciso ed ha un corso abbastanza regolare ed uniforme. Laddove affio-

rano i terreni più rigidi e più assestati, un centinaio di metri a monte del Ponte Mallardo, la valle si restringe assai bruscamente: quivi la sua sezione trasversale è chiaramente disimmetrica, essendo il versante destro (fig. 3) assai più ripido e grosso modo ad inclinazione costante (50°), rispetto a quello sinistro che, debolmente inclinato (15°-25°), presenta tratti ad inclinazioni variabili (fig. 4).



Fig. 2. — Alto bacino del F. Basento: Serra S. Marco e la Rocca; in primo piano regione P.te di Tavola e Lucchetti.

La zona è attraversata dalla strada provinciale asfaltata, che da Potenza per Pignola porta ad Abriola, nonchè da alcune piccole e strette carrarecce (tra le quali la più importante è quella che segue il tracciato dell'Acquedotto del Basento, in contrada S. Marco); infine dalla ferrovia M. C. L. Potenza-Laurenzana.

Stratigrafia.

Sono state riconosciute le formazioni di base caratteristiche della serie calcareo-silico-marnosa (serie comprensiva del flysch) dell'Appennino lucano, in continuità di affioramento con quelle già rilevate subito a sud (nella zona di Abriola e di Pignola). A queste si appoggiano i materiali alluvionali antichi e recenti, sui quali scorre

attualmente il F. Basento. Dal basso in alto si hanno i seguenti terreni (tav. 1) (*).

a) — *Calcari con selce*: presentano una grana molto fine, detritica; sono compatti, in genere in strati di cm 10-30 di spessore, hanno prevalentemente colore grigio o avana chiaro, e contengono



Fig. 3. — Alto bacino del F. Basento, versante destro: scisti silicei del Chiatamone.

spesso noduli, lenti o liste di selce bruna. Nella parte alta della formazione (che passa regolarmente ai soprastanti scisti silicei, dei quali si dirà al punto seguente) si notano intercalazioni di argilloscisti marnosi e silicei di colore rosso, verde e grigio. I calcari con selce, ben stratificati, e in più punti alquanto fratturati, sono stati rilevati soltanto lungo il basso versante del Castagno, nei pressi di Madonna del Pantano; la massima potenza della parte affiorante, si può stimare di poco inferiore ai m 100.

b) — *Scisti silicei*: questa formazione appare costituita in gran prevalenza da strati e straterelli di selce intensamente colorata in rosso, in grigio o in verde; talora vi sono intercalati strati di

---

(*) Desidero ringraziare cordialmente il Dr. G. Ricchetti per la sua collaborazione in particolare nel rilievo di campagna.

diaspri di vario colore. Lo spessore medio degli strati è di cm 10. Tra queste rocce si alternano, anche di frequente, straterelli di marne silicee di colore rosso e grigio e argilloscisti silicei policromi. Ciò si nota con maggiore evidenza presso la base della serie dove sono anche presenti strati di calcari selciosi bruni e, più raramente, di calcari con liste e noduli di selce. Il passaggio verticale alla sovra-

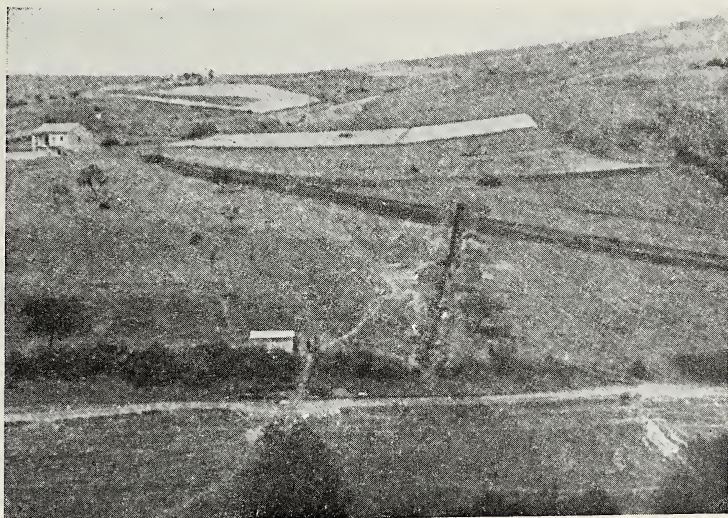


Fig. 4. — Alto bacino del F. Basento, versante sinistro: trincea nelle alluvioni antiche e nel flysch galestrino di Serra S. Marco (Pendice sud-orientale).

stante formazione del flysch marnoso-argilloso, avviene in regolare continuità stratigrafica. Le rocce della formazione sono sempre molto compatte e dure; gli scisti silicei sono caratterizzati da una caratteristica fratturazione a prismi romboedrici.

La formazione stessa, che ha uno spessore intorno ai 250-300 m, affiora prevalentemente nella porzione orientale dell'area rilevata, in località Castagno, Pignola e Chiatamone (fig. 3 e 5) e subordinatamente nella parte sud-occidentale in regione La Rocca.

c) — *Flysch marnoso-argilloso* (*galestrino*): si tratta di un complesso di calcari marnosi e silicei a grana molto fine e di colore grigio-azzurro e nocciola, che si alternano ad argilloscisti di colore giallo-grigio, spesso scagliettati e dal caratteristico clivaggio a forma di bastoncelli (prismetti irregolari, assai allungati). Presso la base

sono presenti pacchi di strati calcareo-marnosi, fissili, di colore rosso e grigio e di argilloscisti variegati; nella parte alta si osservano strati di calcari detritici a grana fine, di brecciole calcaree e di calcari arenacei. In questo complesso fliscioide appaiono, inclusi, una massa di calcareniti a macroforaminiferi (Alveoline, Orbitoline, Nummuliti) a NO di Mass.ia Albanesi (q 790 m) e un grosso blocco di calcare



Fig. 5. — Alto bacino del F. Basento, versante destro: particolare della formazione degli scisti silicei del Chiatamone.

massiccio grigio con gasteropodi, che affiora presso la trincea della carrareccia Ponte di Tavola - Mass.ia Di Stefano.

Il passaggio dagli scisti silicei al flysch galestrino, che avviene in perfetta concordanza stratigrafica, si osserva in ottima esposizione in alcuni punti di località Le Coste, La Rocca e nel versante settentrionale del Chiatamone. Altrove l'originario contatto stratigrafico tra le due formazioni si mostra disturbato da fenomeni tettonici, che devono avere interessato questi terreni più o meno energicamente. Tra questi vanno citati scollamenti della parte più plastica (scisti argillosi) da quella rigida (scisti silicei) e conseguenti movimenti differenziati di quella rispetto a questa. Ciò è reso evidente soprattutto dai numerosi accavallamenti, arricciamenti e rovesciamenti che, in ogni direzione, e con ogni intensità, interessano le masse scistoso-argilloso-marnose. A tali motivi è dovuta l'incertezza nella valutazione dello spessore della formazione.

È noto che l'assetto stratigrafico disordinato e caotico e i particolari caratteri meccanici e idrologici di questi terreni fliscioidi sono condizioni determinanti nei riguardi della stabilità dei versanti. Scoscendimenti, lame superficiali e piccole frane, per lo più da cedimento, si riconoscono infatti in diversi punti. I dissesti sono più evidenti e marcati in località Serra S. Marco, dove si rilevano anche superfici di distacco di vecchie frane, ora del tutto stabilizzate.

La successione seriale delle tre formazioni ora descritte è compresa fra il Trias sup-Cretaceo inf.: essa resta definita dalle datazioni stabilite per gli stessi terreni nell'area contermine rilevata da G. Ricchetti (op. cit.).

d) — *Depositi alluvionali antichi terrazzati*: sono costituiti in gran prevalenza da ciottoli di varia forma e grandezza inglobati in una matrice argilloso-limosa e terreni di colore per lo più rossastro-marroncino. Affiorano in lembi residui, sugli scisti silicei e sul flysch argilloso-marnoso dei bassi versanti del F. Basento, tra q 775 m e l'attuale alveo. Questi depositi alluvionali, che raggiungono sulla sponda sinistra lo spessore massimo di m 18-20, sono allineati a ridosso delle due sponde dell'attuale corso del fiume e costituiscono una superficie che degrada leggermente verso valle. Questa superficie è limitata lateralmente da tratti di antiche ripe, ancora oggi abbastanza evidenti: se ne riconoscono alcuni lembi in località La Rocca, a Serra S. Marco (fig. 4) e a Madonna del Pantano.

e) — *Depositi alluvionali recenti*: sono costituiti da materiale argilloso-limoso che contengono lenti o letti di materiali sabbioso-ciottolosi a granulometria varia e quasi sempre sciolti. Questi depositi si estendono su vasta area nella parte meridionale e occidentale della zona studiata (particolarmente subito a valle della ferrovia per Laurenzana (fig. 2)), mentre si riducono notevolmente nella parte settentironale tra Mass.ia da Piede e Ponte Mallardo. La loro potenza non è facilmente calcolabile. Le indagini geognostiche (meccaniche e geofisiche) hanno mostrato (come si osserverà più in particolare) che il complesso delle alluvioni antiche e recenti ha uno spessore di m 25-30.

f) — *Detriti di falda*: sono bene evidenti e più estesi al piede degli affioramenti degli scisti silicei e derivano dal disfacimento in loco degli stessi. Dove l'inclinazione dei versanti ne ha permesso l'accumulo, lo spessore è talora di qualche metro. Falde detritiche

si osservano ancora, anche se in minor quantità, lungo la linea di attacco fra i depositi alluvionali antichi e i sottostanti depositi alluvionali recenti.

Dati forniti dalle perforazioni e dall'esplorazione geofisica e loro interpretazione.

Le perforazioni eseguite hanno interessato tutte le formazioni ora descritte. I risultati ottenuti permettono di fare le seguenti deduzioni:

a) — le alluvioni d'alveo (antiche e recenti), nei punti ove sono state eseguite le perforazioni, hanno spessori variabili e poggiano su substrati di natura diversa. Infatti alla base del versante nord-occidentale del Chiatamone, fra Ponte Mallardo e Mass.ia da Piedi, lo spessore delle alluvioni recenti è di appena qualche metro al di sopra degli scisti silicei. In località i Pantani (e più precisamente circa m 300-350 a SO della fermata Madonna del Pantano della linea ferroviaria M. C. L.) poco più di m 30 di alluvioni antiche e recenti coprono il flysch galestrino. Sempre in alveo, lungo il sentiero che da Mass.ia Albani (sinistra del fiume) porta al Fosso Pambulo (sulla destra) le alluvioni antiche e recenti hanno spessore di circa m 20-22: quivi il substrato è ancora rappresentato dal flysch galestrino, però assai più alterato e scompaginato per i primi 5-10 metri, di quello che è risultato essere in altri fori e talora in superficie.

Le carote che si sono potute prelevare nelle alluvioni si mostrano costituite prevalentemente da limi argilloso-sabbiosi, con conglomerati e ciottolami. La distribuzione di questi depositi appare talora disuniforme e piuttosto caotica; più di frequente (specie nelle parti inferiori dei depositi recenti) è ordinata in orizzonti o livelli abbastanza ben distinti.

Tutti i materiali si mostrano via via più assestati e costipati con l'aumentare della profondità. Questa circostanza influisce in parte sul loro comportamento agli effetti idrogeologici. Prove di tenuta idrica effettuate in vari tratti di alcuni sondaggi hanno rivelato in media i seguenti valori: a 3 atm gli assorbimenti d'acqua sono dell'ordine di 0,8 l/m/min. sul tratto compreso tra m 8 e m 12-13 al di sotto del p. c. e di 0,1 l/m/min. tra i 25 ed i 30 m; a 6 atm, alle stesse profondità, i valori degli assorbimenti sono rispettivamente dell'ordine di 2,6 l/m/min. e 0,4 l/m/min.

b) — le perforazioni eseguite negli scisti silicei (in sinistra e destra del fiume subito a valle di Mass.ia da Piedi) hanno accertato che per lo meno fino alle profondità esplorate (m 20-22 dal p. c.) si continuano le condizioni superficiali di fratturazione piuttosto minuta: infatti, per proseguire l'avanzamento del foro, è sempre stato necessario cementare le pareti di questo. Sono state rilevate anche fratture o dislocazioni di maggior entità. Queste circostanze hanno determinato forti assorbimenti idrici, mediamente dell'ordine dei 6-10 l/m/min. a 2 atm. e di 20-30 l/m/min. a 6 atm.

c) — i depositi alluvionali antichi sono stati attraversati in sponda sinistra, presso Mass.ia Albani per uno spessore di m 17-18 (al di sotto è stato incontrato il flysch galestrino). Questi depositi si mostrano costituiti per la maggior parte da materiali fini del tipo limoso-argilloso; in alcuni tratti sono dotati di un certo grado di plasticità, altrove rivelano la presenza di un'ingrediente prevalentemente psammitico. In alcuni punti e per spessori che talora sono dell'ordine di qualche metro è dato di incontrare ciottoli, di forma piuttosto irregolare, compresi in una massa limoso-terrosa.

Gli stessi depositi hanno mostrato un grado di permeabilità del tutto trascurabile. Ad es., a 4 atm, nei vari tratti investigati, l'assorbimento idrico è sempre stato inferiore a 0,7-0,8 l/m/min.

d) — le perforazioni ubicate nel flysch galestrino hanno posto in risalto le condizioni di giacitura e di assetto assai complicate e spesso del tutto irregolari nelle quali questo si trova, condizioni del resto già in parte rilevate in superficie. Lo spessore del flysch galestrino, a monte di Mass.ia da Piedi, risulta essere di una quindicina di metri. Il grado di permeabilità è molto basso, dato che gli assorbimenti idrici restano ovunque compresi tra 0,5 e 0,8 l/m/min. a 6 atm.

I dati forniti dalla geofisica (l'indagine è stata compiuta dalla Fondazione Lerici del Politecnico di Milano) hanno permesso anche in seguito a un confronto con i risultati ottenuti dalle perforazioni, di determinare su vaste aree e in continuità, lo spessore più probabile e la prevalente natura dei depositi alluvionali nonchè di individuare la più probabile configurazione della base di questi, in profondità. I metodi geofisici impiegati sono stati due: quello sismico a rifrazione e quello dei sondaggi elettrici.

Il primo ha messo in luce la presenza di numerosi orizzonti rifrangenti: questi possono essere interpretati (in base al confronto

colle carote provenienti dai sondaggi e coi risultati dell'indagine geoelettrica in merito alla quale si riferirà più oltre) come appartenenti nell'insieme a tre complessi abbastanza ben distinti:

1) — terreni caratterizzati da velocità comprese tra 0,5 e 2,4 km/sec.: questi terreni possono identificarsi con i materiali di alterazione superficiale e con le alluvioni d'alveo;

2) — terreni caratterizzati da velocità comprese tra 2,4 e 2,6 km/sec.: potrebbero rappresentare tanto le parti più basse, addensate e costipate, delle alluvioni antiche, quanto la parte alta del flysch galestrino;

3) — terreni nei quali le velocità superano i 2,6-2,7 km/sec.: questi corrispondono quasi certamente al flysch galestrino.

In base all'interpretazione ora accennata e all'esame complessivo delle sezioni sismiche eseguite trasversalmente e longitudinalmente all'alveo, si può dedurre che il letto dei depositi alluvionali, rappresentato dalla formazione galestrina (e, talora, forse dagli scisti silicei, ai quali dovrebbero corrispondere valori di velocità dell'ordine di 2,9-3,9 km/sec.) si approfondisce procedendo da NE (ponte Mallardo-Chiatamone) a SO (Serra La Rocca, regione Luchetti e Pantani).

Il rilievo geoelettrico, effettuato in numerose località, ha messo in luce l'esistenza in alveo, a profondità variabili, di un imbasamento conduttivo (resistività pari a 25-30 ohm.m). Dal confronto con i dati litologici provenienti da alcune perforazioni, si è potuto stabilire che tale imbasamento può benissimo corrispondere alla formazione del flysch galestrino sotto le alluvioni antiche e recenti. Questo confronto e la conseguente interpretazione hanno consentito inoltre di riconoscere sperimentalmente che le notevoli variazioni di resistività, messe in luce nella copertura alluvionale, sembrano poter esser dovute alla diversa percentuale del componente pelitico che è possibile riscontrare nelle varie parti del complesso alluvionale. Laddove ad es., i sondaggi elettrici hanno rivelato resistività superiore a 100 ohm.m, dovrebbero predominare i componenti limoso-sabbiosi e conglomeratici, mentre per valori di resistività più bassi i componenti argillosi dovrebbero essere più concentrati o predominanti e meno frequenti le lenti sabbiose e conglomeratiche. In conclusione, tenendo conto anche dei risultati della sismica, sembra che lo spessore delle alluvioni vada accentuandosi procedendo da ENE a OSO.

Infine le aree che hanno espresso costantemente valori inferiori a 25 ohm.m sono quelle costituite dal flysch galestrino.

Lineamenti tettonici.

L'assetto tettonico generale della zona studiata risulta abbastanza chiaramente dalle sezioni geologiche della tav. II.

Le ricostruzioni strutturali sono state fatte tenendo conto ovviamente dei risultati delle perforazioni meccaniche e dell'indagine geofisica.

È stata riconosciuta una struttura principale di tipo plicativo. intersecata da linee tettoniche disgiuntive, che dislocano parti delle strutture piegate. In particolare la dorsale di Serra S. Marco presenta un'immersione grosso modo radiale degli strati marnoso-argillosi del flysch galestrino: si hanno immersioni a N nella zona compresa tra Mass.ia Capece e Ponte Mallardo; a E tra la Mass.ia La Bella e Mass.ia Salvadori e a SE lungo la carrareccia Ponte di Tavola-Mass.ia Di Stefano. Nel nucleo di questa struttura cupolare, affiora la sottostante formazione degli scisti silicei (in corrispondenza della parte inferiore del versante sinistro del fiume tra Mass.ia da Piedi e Ponte Mallardo).

Una immersione a NE degli strati del flysch galestrino si nota nella parte bassa, settentrionale al versante localmente indicato « La Rocca »: alle quote più alte affiorano in concordanza gli scisti silicei. Gli stessi caratteri strutturali si osservano sul versante opposto: al Chiatamone gli scisti silicei, passanti al flysch galestrino, immergono a NNE in località Cornaleto, e a SSE tra Mass.ia Summa e Mass.ia da Piedi o a NE in località il Castagno.

Dell'assetto tettonico plicativo generale, si mettono sinteticamente in evidenza le seguenti strutture:

— una brachianticlinale, con asse maggiore diretto a ONO-ESE tra Mass.ia Capece e Chiatamone;

— una sinclinale, con asse diretto ovest-est tra Mass.ia Di Stefano e Fontana nuova;

— la gamba settentrionale di un'anticlinale che si sviluppa

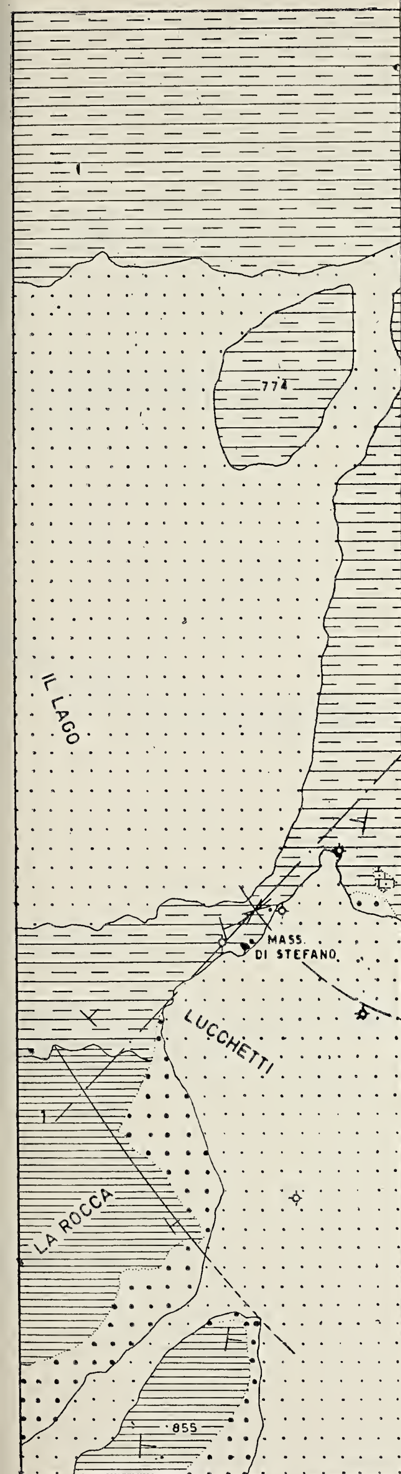
tra la Rocca a ovest ed il Castagno ad est; l'asse di questa anticlinale rimane al di fuori dell'area studiata.

I fenomeni tettonici disgiuntivi che hanno dislocato le strutture principali piegate, hanno prevalente direzione N-S. La loro esistenza viene desunta (più che dalla presenza sul terreno di sicuri segni di riconoscimento) da considerazioni geologiche di carattere generale (ad es., sulle condizioni di assetto molto variabili e sui fenomeni di fratturazione piuttosto minuta e disuniforme lungo allineamenti particolari, nonchè dall'osservazione delle fotografie aeree) e in secondo luogo dall'interpretazione dei rilievi geofisici. Una di queste strutture, fra le più interessanti, sembra essere la faglia che si orienta all'incirca tra Madonna del Pantano a sud e Mass.ia Vignola a nord. Un tratto della Valle del Basento, particolarmente ristretta, che in quest'area segue tale faglia, deve la sua asimmetria anche a questo motivo strutturale.

Conclusioni.

Gli affioramenti dei terreni della zona rilevata continuano a N quelli già studiati da G. Ricchetti (op. cit.) nella finitima area di Abriola e Pignola. La serie è costituita dal basso all'alto dalle formazioni dei calcari con selce, degli scisti silicei e del flysch galestrino. Quest'ultima formazione è relativamente la più estesa, costituendo anche gran parte del substrato sul quale poggiano le alluvioni antiche e recenti, sulle quali scorre attualmente il F. Basento. Le indagini di prospezione meccanica (perforazioni) e geofisica (sismica e sondaggi elettrici) eseguite nella zona a scopi applicativi, hanno permesso di accertare lo spessore dei depositi alluvionali (antichi e recenti) presenti sul flysch galestrino e, subordinatamente, sugli scisti silicei; inoltre hanno consentito di dare indicazioni sulla più probabile natura dei depositi stessi.

L'interpretazione delle sezioni sismiche sembra mostrare l'approfondimento del tetto del flysch galestrino e degli scisti silicei procedendo da NE a SO. Inoltre, l'esame dei risultati ottenuti con i sondaggi elettrici, posti in relazione con quelli dei sondaggi meccanici. lasciano pensare che i valori variabili e in parte elevati della resisti-



TAV. 1

...GICA DELL'ALTO BACINO DEL FIUME BASENTO
...A PONTE MALLARDO E I PANTANI

...LLUVIONALI RECENTI: ciottolami sabbie e limi in associazione
...ero in letti o lenti.

...LLUVIONALI ANTICHI: letti limoso-terrosi di prevalente colo...
...curo, inglobanti ciottoli di varie dimensioni.

...ARNOSO-ARGILLOSO (galestrino): calcari marnosi, talora si...
... azzurri o nocciola, in alternanza con argilloscisti a luo...
...ttati. Grossi inclusi calcarei. (E)

...CEI: strati sottili e diasprini, interstratificati a marne e
... silicei, varicolori.

...ON SELCE: calcari detritici, a grana fine, di prevalente colore
...ciola, compatti, stratificati, con noduli, liste o lenti di selce;
...uenti intercalazioni di argilloscisti marnosi e silicei

...ed immersione degli strati

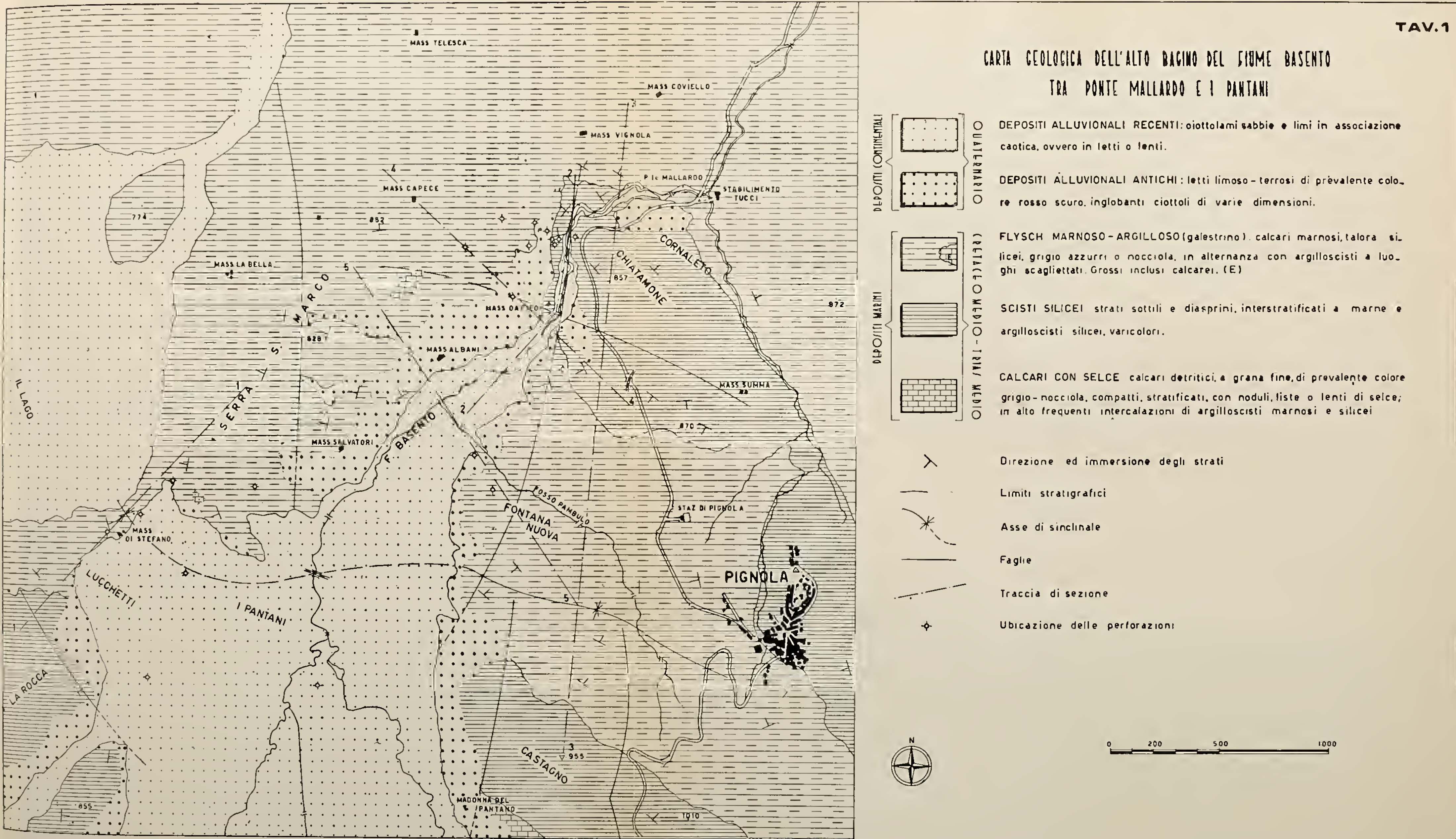
...tigrafici

...clinale

...sezione

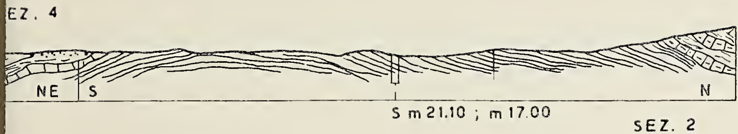
... delle perforazioni



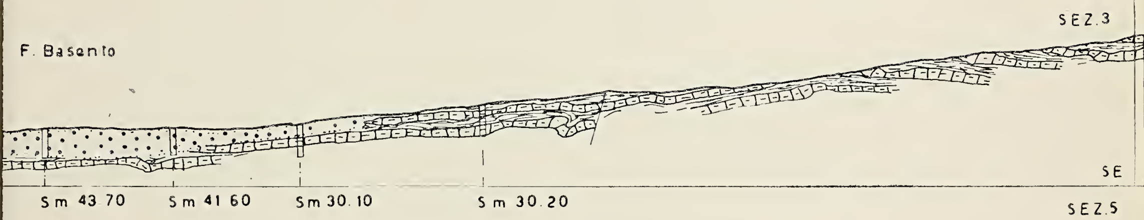

TAV. 1
CARTA GEOLOGICA DELL'ALTO BACINO DEL FIUME BASENTO
TRA PONTE MALLARDO E I PANTANI
DEPOSITI CONTINENTALI
QUATERNARIO
DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI: ciottolami sabbie e limi in associazione caotica, ovvero in letti o lenti.
DEPOSITI ALLUVIONALI ANTICHI: letti limoso-terrosi di prevalente colore rosso scuro, inglobanti ciottoli di varie dimensioni.
DEPOSITI MARINI
CRETACEO MEDIO - TRIAS MEDIO
FLYSCH MARNOSO-ARGILLOSO (galestrino). calcari marnosi, talora silicei, grigio azzurri o nocciola, in alternanza con argilloscisti a luoghi scagliettati. Grossi inclusi calcarei. (E)
SCISTI SILICEI strati sottili e diasprini, interstratificati a marne e argilloscisti silicei, varicolori.
CALCARI CON SELCE calcari detritici, a grana fine, di prevalente colore grigio-nocciola, compatti, stratificati, con noduli, liste o lenti di selce; in alto frequenti intercalazioni di argilloscisti marnosi e silicei
Direzione ed immersione degli strati
Limiti stratigrafici
Asse di sinclinale
Faglie
Traccia di sezione
Ubicazione delle perforazioni
N
0 200 500 1000
MASS TELESCA
MASS COVIELLO
MASS VIGNOLA
P te MALLARDO
STABILIMENTO TUCCI
MASS CAPECE
MASS LA BELLA
SERRA S. MARCO
MASS ALBANI
MASS SALVATORI
F. BASENTO
CORNALETO
CHIATAMONE
MASS SUHHA
STAZ DI PIGNOLA
FOSSO PAMBULO
FONTANA NUOVA
PIGNOLA
IL LAGO
MASS DI STEFANO
LUCCHETTI
I PANTANI
LA ROCCA
CASTAGNO
MADONNA DEL PANTANO
774
852
828
857
872
870
955
855
1010

TAV. II

MOLINO DA PIEDI

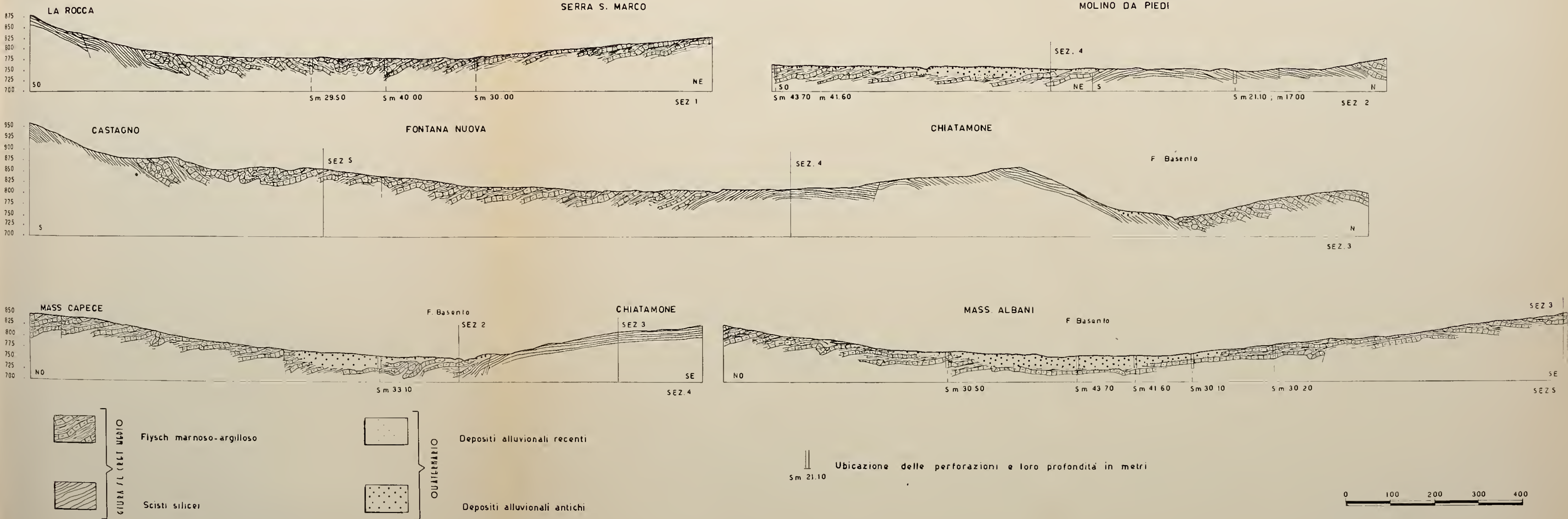






ofondità in metri




SEZIONI GEOLOGICHE NELL'ALTO BACINO DEL FIUME BASENTO TRA PONTE MALLARDO E I PANIANI
TAV. II
LA ROCCA
SERRA S. MARCO
MOLINO DA PIEDI
SO
NE
Sm 29.50
Sm 40 00
Sm 30.00
SEZ 1
SEZ. 4
SO
NE
S
N
Sm 43 70 m 41.60
Sm 21.10 ; m 17 00
SEZ 2
CASTAGNO
FONTANA NUOVA
CHIATAMONE
SEZ 5
SEZ. 4
F Basento
S
N
SEZ. 3
MASS CAPECE
F. Basento
SEZ 2
CHIATAMONE
SEZ 3
NO
SE
Sm 33 10
SEZ. 4
MASS. ALBANI
F Basento
SEZ 3
NO
SE
Sm 30 50
Sm 43 70
Sm 41 60
Sm 30 10
Sm 30 20
SEZ 5
Flysch marnoso-argilloso
Scisti silicei
GIURA SUP. CRET. MEDIO
Depositi alluvionali recenti
Depositi alluvionali antichi
QUATERNARIO
Ubicazione delle perforazioni e loro profondità in metri
Sm 21.10
0
100
200
300
400

vità dei terreni alluvionali, possano essere giustificati, ora dal predominio di componenti limoso-sabbiosi e conglomeratici, ora da quello di componenti argillosi.

Questa ipotesi trova in parte conferma nel grado di permeabilità alquanto diverso che tali materiali hanno dimostrato nelle prove di tenuta in essi eseguite a varie profondità. In ogni caso gli assorbimenti sono stati del tutto modesti. A 3 atm i valori degli assorbimenti non hanno mai superato i 0,8-1,2 l/m/min; a 6 atm essi restano compresi tra 2,6 l/m/min (nelle parti superficiali) e 0,5 l/m/min (a circa 25-30 m dal p. c.).

Per quanto riguarda infine le condizioni strutturali della zona, si è osservato che l'assetto tettonico fondamentale è rappresentato da una brachianticlinale fra Mass.ia Capece ed il Chiatamone e dalla piccola sinclinale di Mass.ia Di Stefano e Fontana Nuova. Tali pieghe sono attraversate da fratture e da faglie, che le dislocano variamente. Tra le pieghe la più significativa sembra essere quella che interessa il tratto del F. Basento, ove esso scorre in alveo ristretto, subito a monte di Ponte Mallardo.

RIASSUNTO

Nella zona rilevata, posta a cavallo fra le tavolette 199 I SO « Pignola » e 199 I NO « Potenza », sono state riconosciute le formazioni di base caratteristiche della serie calcareo-silico-marnosa dell'Appennino meridionale, in continuità di affioramento con quelle recentemente studiate da un altro autore nella finitima zona di Abriola e Pignola. Nelle alluvioni, sulle quali scorre attualmente il F. Basento, sono stati individuati depositi d'alveo antichi e recenti.

I risultati di un'indagine geofisica (geosismica e geoelettrica) e di alcune perforazioni eseguite nella zona a scopi applicativi, hanno consentito di accertare lo spessore e, in parte, la natura di tali alluvioni, al di sopra del substrato rappresentato in prevalenza dal flysch galestrino. Il grado di permeabilità in situ di tutti i terreni si è ovunque rilevato modesto e del tutto trascurabile.

Sotto l'aspetto tettonico, la zona si presenta dominata da una struttura principale di tipo plicativo, intersecata da faglie, che dislocano parti delle strutture piegate.

SUMMARY

In the upper part of the basin of the Basento river, and more exactly in the area between Ponte Mallardo and i Pantani (Italian Topographic Map. 199 I SO « Pignola » and 199 I NO « Potenza »), the stratigraphic units of the « serie calcareo-silico-marnosa » of the Southern Apennines have been studied. Their outcrops continue to the South the ones wich have been recently mapped by another author in the adjoining area of Pignola and Abriola (district of Potenza). In the alluvial cover of the plain of the Basento river, more and less recent sediments have been distinguished.

Geophysical (geoseismic and geoelectric) investigations and drillinges have detected the thickness and partly the nature of such sediments which lie on a basament mainly formed by the « flysch galestrino » (a local kind of Flysch like sequence maid of marls, marly limestones and calcarenites, which locally represents the uppermost part of the « serie calcareo-silico-marnosa »).

The permeability of all the above mentionned formations is mostly moderate and anyway may be overlooked from technical point of view.

The main tectonic feature corresponds to a syncline trending NW-SE; this is intersected by transverse faults.

Il maltempo in Italia in concomitanza degli anni del « Sole tranquillo »

Nota del socio ESTER ANDREOTTI MAJO

(Tornata del 24 giugno 1966)

Nel giugno 1964, a Napoli, alcune manifestazioni temporalesche si presentarono a carattere eccezionale. Tali manifestazioni vennero man mano estendendosi in altre località: alcune volte in azione contemporanea, altre in azione susseguente: ora in aree ristrette, ora in aree estese e finanche in tutta la nostra penisola.

In generale avvennero *temporali ciclonici*, al seguito delle stesse depressioni, e, che le accompagnavano, per una notevole estensione geografica, nel loro percorso, dando luogo a violenti manifestazioni quali nubifragi, piogge torrenziali, venti impetuosi, trombe d'aria, grandine e frequenti fenomeni elettrici con spettacolari lampeggiamenti e innumerevoli inconsuete *folgori* dalle violentissime deflagrazioni.

In modo analogo tali manifestazioni si ebbero, in distribuzione mondiale a partire dal giugno 1964 a tutto il 1965, anche nei primi mesi del 1966.

Vi è così una lunga ed estesa raccolta cronologica, troppo lunga ed estesa a riportarsi per intero. Di conseguenza, per quanto possibile, ne viene riassunto il notiziario.

1964

In provincia di Napoli e anche in città il 24 giugno vi furono alcuni fenomeni temporaleschi. Il successivo giorno 25, nelle prme ore del mattino, si sviluppò, per circa due ore, particolarmente sul centro della città, un violento nubifragio che provocò molti allaga-

menti. La pioggia torrenziale, a differenza di tutti i temporali tipicamente estivi, ebbe una durata notevole. Nel cielo, nuvole nere e basse, i cumuli-nembi, si illuminavano sinistramente, si squarciavano e giù, folgori su folgori che dirompevano deflagrando!

I numerosissimi e frequenti fulmini anzi, innumerevoli fulmini, provocarono molti danni e alcune disgrazie alle persone, complessivamente un morto e sette colpiti da folgorazione e choc e molti principi di incendio.

A Napoli nella fine dello stesso mese si ebbero lievi fenomeni temporaleschi. Il giorno 30 in Irpinia temporale con grandine. Folgorati ad Ariano Irpino due coniugi.

Nel mese di luglio otto giorni temporaleschi interessarono via via le province di Caserta, Reggio Emilia, Napoli, Benevento, Venezia Giulia, Genova, Milano e Toscana. Trombe d'aria ad Albinea (Reggio Emilia) e Licola (Napoli). Il giorno 7 a Serracapriola una donna ustionata e il giorno 23 a Benevento un ragazzo folgorato. Caduta di molti fulmini a Milano città.

Nel mese di agosto dieci giorni temporaleschi anche simultaneamente in molte regioni. Il giorno 9 nel Friuli-Venezia Giulia, in Umbria e Toscana, in Irpinia, a Napoli e a Salerno dove un fulmine distruggeva una grossa imbarcazione, il giorno 10 in Puglia e Lucania, l'11 a Napoli, il 12 nel Friuli-Venezia Giulia. Nel Polesine e presso Livorno trombe d'aria, il giorno 18 nel Veneto, il 24 nelle province di Napoli, Caserta e in Irpinia con molti incendi provocati da fulmini, il 25 a Napoli, il 26 in tutta la Sicilia con incendi provocati da fulmini e trombe d'aria a Niscemi e Ragusa, il 30 a Napoli e a Cortina d'Ampezzo dove un rocciatore, in cordata, veniva ucciso da un fulmine. Infine il 31 violenti nubifragi con molti fulmini in Lucania, in Irpinia e nelle province di Salerno, Caserta e Napoli. In provincia di Caserta un ragazzo morto e due persone ustionate da fulmini, in provincia di Napoli colpiti pali di sostegno dell'energia elettrica e principi d'incendio.

Nel mese di settembre sette giorni temporaleschi. Il I° nubifragio nel Salernitano, in Lucania, in Puglia, in Irpinia e ad Enna. Incendi provocati da fulmini e un morto. il 5 nubifragi e trombe d'aria in Liguria, il 5 e il 7 sul Polesine con fulmini.

Il 19 temporale a Napoli, nubifragio sul Salernitano. Il 21 in

Italia tutte le regioni interessate dal maltempo. Trombe d'aria di eccezionale violenza, sul Cremonese con una trentina di feriti, e a Trieste. Temporali e grandinate a Venezia, nel Modenese e nel Bolognese, a Chieti, a Roma, a Napoli, a Salerno, in Irpinia; a S. Giovanni Rotondo, tromba d'aria e grandinata a Bari. Il 22 temporali ad Ascoli Piceno e a Macerata, temporali in Irpinia e trombe d'aria a Treviso. il 22 mareggiate nell'Alto Tirreno, il 21 e il 22 anche nel Basso Adriatico e litorale Pugliese. il 29 nubifragio su Catania con tre morti folgorati e poi su Messina e Riviera Ionica. Trombe d'aria a Matera.

Nel mese di ottobre quattordici giorni temporaleschi. Il 2 violenti temporali su tutta la Toscana, il 5 sul Sannio, a Roma, in Calabria, in Puglia. A Lecce un contadino ucciso da un fulmine. Il 6 temporali in provincia di Napoli e in Sardegna con due morti folgorati. Il giorno 8 su tutta l'Italia violenti nubifragi e trombe d'aria a Roma, Tarquinia, Terni, Rieti. Pioggia e vento fortissimo sull'Italia centro settentrionale e meridionale. Trombe d'aria in Sardegna. Fortunale sul litorale pontino, trombe d'aria e temporali sul Casertano. Ad Eboli, un contadino ustionato da fulmine. Napoli, il golfo e le sue isole investite da una eccezionale bufera di vento, scrosci di pioggia e nevischio. In Toscana e Lombardia temporali, straripamento di fiumi, alberi abbattuti. Il 10 bufere di vento sulla Riviera Ligure, in Toscana, in Calabria. Il 12 trombe d'aria a Barbarano Romano (Viterbo) e a Montenero Solino (Rieti). Maltempo in Alto Adige, temporali in Umbria e sul Lazio. Il 13 violenta tromba d'aria sull'Alta Irpinia, temporali in Sardegna, sul Lazio, sull'Irpinia, in Puglia e nel Salernitano, in Sicilia e in Sardegna, dove una signora rimaneva ustionata da un fulmine. Il 17 temporali sull'Umbria e Abruzzo. Il 24 violenti nubifragi su Roma, su Napoli e tutta la Campania, sul Salernitano con straripamento di fiumi, in Irpinia, con due morti folgorati, in Puglia, in Calabria e in Sicilia. Il 25 nubifragi sul Salernitano con straripamento di fiumi, sull'Irpinia, in Puglia, a Napoli. Mareggiate sulla costa Adriatica. In Umbria e sul Lazio pioggia a riprese torrenziali. Allagamenti a Roma. Il 26 sul Lazio continua a piovere: a Roma il Tevere è al limite di guardia, sul Ternano straripa il Tevere. Temporali nell'Italia Meridionale, in Sicilia e in Sardegna, nubifragio su Ancona. Il 27 straripamento dei canali del Delta del Po nel Polesine. Su Napoli e Campania temporali e vento fortissimo, mare in tempesta, in provincia una tromba d'aria. Anche nel Sannio e in Irpinia temporali e trombe d'aria; sraripamento di torrenti.

Piove anche su Caserta e provincia. Il 31 un ciclone colpisce nel pomeriggio la Sicilia Orientale e devasta l'aeroporto militare di Catania, provocando cinque morti e alcune centinaia di feriti; poi si sposta verso Enna e Ragusa. Nubifragi a Messina e in Calabria.

Nel mese di novembre sei giorni temporaleschi. Il giorno 1 sulle coste meridionali della Calabria con due trombe d'aria nelle zone di Reggio Calabria e di Catanzaro, il 2 continua il maltempo in Sicilia: una donna morta per folgorazione e la sua bimba ustionata. Il 6 nubifragi e trombe d'aria in provincia di Salerno e in Sardegna. L'8 ancora maltempo in Sardegna, nel Veneto e sulla Venezia-Giulia. Il 9 nubifragi nelle Marche, in Toscana, nell'Irpinia, nel Casertano, nel Lazio. Nella periferia di Roma allagamenti provocati dal Tevere: Volturno in piena. Il 12 nubifragi in Calabria, con la morte di una donna fulminata, e in Puglia e Lucania. Fiumi in piena.

Nel mese di dicembre dodici giorni temporaleschi e di freddo intenso. Il 3 acqua torrenziale in Campania e fulmini. Montagne del Casertano e del Sannio coperte di neve. Temporali su tutta la Sardegna, con trombe d'aria, e in Sicilia. Fiumi ingrossati. Burrasca nei golfi di Napoli e di Salerno. Il 5 burrasche nell'Alto Tirreno. Nevicate in Puglia. Il 6 e 7, a Napoli, rispettivamente 4 e 1 grado sotto zero. Il 16 temporali nel Veneto, nella Venezia Giulia e nella Sicilia Orientale. Nevicate sull'Alto Adige, sull'Etna. Il 9 temporali in Toscana, Campania, Sannio, Salernitano, Puglie e Calabria. Fiumi in piena, Basso Adriatico in tempesta. Straripamento del Sarno e allagamenti a Scafati. Il 26 campagne allagate: in molti centri piove da 48 ore, fiumi in piena, burrasca nel Basso Adriatico. In Irpinia e in Sardegna ondata di freddo e nevicate. Il 27 pioggia e neve in tutta l'Italia, fiumi in piena, movimenti franosi, litorali battuti da violenti mareggiate, Tirreno in tempesta. Il 28 e il 29 sull'Italia freddo e maltempo. Temporali e nevicate nel Veneto, Venezia-Giulia, Lombardia, Piemonte, Liguria, Toscana, Abruzzo, Marche, Irpinia, Campania, Salernitano, Calabria, Sicilia e Sardegna. Il giorno 30 continua in tutta Italia il maltempo con nevicate sulle montagne. Straripano il Tevere e l'Aniene allagando e isolando centri abitati. Il 31 imperversa il maltempo con temporali e neve su tutta l'Italia e in particolare sul centro-sud. Fiumi in piena, straripamento del Sarno, canale di Sicilia in tempesta.

1965

Nel mese di febbraio nove giorni di temporali, nevicate e freddo intenso. Il 6-7-8 nel Salernitano pioggia, grandine e neve, l'8 bufera di neve in Sardegna, il 9 eccezionale ondata di freddo sull'Italia e tutto il centro-sud investito da tormente di neve. Canale di Sicilia in tempesta. In particolare Roma, coperta da 25-30 cm. di neve farinosa, subiva ingenti danni, Napoli coperta per 4-5 cm. Il 10 e l'11 perdura il maltempo nel centro-sud. Bufera di neve sul Molise, Abruzzo, Lazio, Casertano, Sannio, Salernitano, Basilicata, Calabria. Molti centri e strade intransitabili. A Roma, dopo due giorni di bufera, lastre di ghiacco ricoprono le strade. Il 15 e il 16 nuova ondata di maltempo e i paesi appena sbloccati sono nuovamente isolati. In Campania nevicate, anche a Capri, Ischia, sul Somma-Vesuvio, nella parte alta di Napoli e nella penisola Sorrentina. Così anche il 19.

Nel mese di aprile due giorni di temporali con grandine e bufere di neve. Il 20 e il 21 in tutta Italia freddo e neve. Sul Friuli Venezia-Giulia, Trentino e Alto Adige, Lombardia, Appennino ligure, arco umbro-marchigiano e Appennino toscano abbondanti nevicate. Nel Lazio, in Campania, nel Sannio, Basilicata e Calabria, Sicilia e Sardegna, temporali con vento forte e temperature rigide. (A Roma 1° leggera nevicata). Burrasca nel mar Tirreno.

Nel mese di maggio tre giorni di temporali. Il 27 in Piemonte e Lombardia, il 28 un violento nubifragio nell'Umbria. Tromba d'aria sulle acciaierie di Terni, in Piemonte grandinate (a Torino la grandine si è accumulata sul suolo per oltre 20-30 centimetri di spessore), sull'Irpinia e sul Sannio temporali e grandinate. Temperatura ovunque in diminuzione. Il 29 violento temporale a Napoli e provincia.

Nel mese di giugno quattro giorni temporaleschi. Il 6 in provincia di Napoli temporale con fulmini in città, il 14 in provincia di Reggio Emilia con fulmini scaricati sulla torre campanaria di Collagna, il 16 nell'Umbria, nel Casertano con la morte di due agricoltori colpiti in pieno da fulmini, il 20 violento nubifragio sul Trentino e sul campo di gioco presso Bolzano: gettati a terra tutti i giocatori e uno ucciso da un fulmine.

Nel mese di luglio sette giorni temporaleschi. Il I temporali in Lombardia e nubifragio a Milano dove, nello stabilimento Breda, sono

morti folgorati due operai e quattro sono rimasti ustionati. Tromba d'aria in Piemonte (Cerano) con case inabitabili, temporali sul Trentino, sul Veneto, con una donna folgorata, e sugli Abruzzi. Un motopeschereccio di Pescara, con cinque persone, investito da un fulmine. Sul Tavoliere delle Puglie (40° all'ombra), in Sicilia e in Sardegna caldo molto intenso e banchi di nebbia. Il 4 cicloni sull'Italia del Nord. Il Piemonte investito da un nubifragio, molti danni nell'Astigiano e a Nizza Monferrato. A Orara una tromba d'aria distruggeva oltre trecento case, provocava tre morti e alcuni feriti; violenti temporali e diverse trombe d'aria in Lombardia di cui una abbattutasi su Milano dove provocava danni ingentissimi, un'altra nel Bergamasco. Anche nel Veneto violenti temporali. Fortunale nel Basso Polesine. Ciclone in Emilia, investite le zone a sud di Piacenza, a Parma e a Ferrara, lasciando una scia di distruzione e di morte. Sotto l'impeto del vento, che soffiava a 150 chilometri l'ora, sull'Autostrada del Sole, una decina di automobili venivano scaraventate lontano, otto i morti e feriti un centinaio. Torricella di Lisa, una frazione di seicento abitanti, investita da una tromba d'aria, in un minuto, veniva distrutta, alcuni morti, molti feriti e contusi. Mareggiata a Genova. Caldo in Abruzzo (40°-42° a Pescara), in Calabria e in Sicilia (34°-40°) specie sui versanti ionici. L'8 perturbazioni, anche a carattere ciclonico, sul Veneto e sul Friuli Venezia-Giulia, il 9 temporali in Alto Adige, nevicate sopra i 2000 metri, il 16 un'altra ripresa di temporali con grandine e fulmini in Piemonte e vittime. Folgorati un uomo in località Alpi Loetto (Acqui) una donna a Tornaca (Novara) e un'altra ad Isola d'Asti. Temporali ancora in Lombardia e nel Veneto. Il 26 alluvione in Alto Adige e sul Veneto. Fiumi ingrossati. Una valanga di fango e terriccio sullo scalo ferroviario di Fortezza fra Valle d'Isonzo e Val Pusteria. Trombe d'aria in Lombardia con diverse case scoperchiate. Caldo eccezionale e afoso nel Lazio, nel Casertano, in Calabria, in Sicilia e in Sardegna con temperature elevate. Il 29 violenti temporali in Sicilia.

Nel mese di agosto otto giorni con temporali. Il 2 temporali e bufere di vento in Alto Adige, nevicate oltre 1400 metri, temperatura sui livelli autunnali. Temporali nel Veneto e nella Venezia Giulia. In contrapposto, in tutta la Sicilia, vento caldo e umido (41,6° a Catania, 41° a Palermo e Siracusa). Il 18 temporali con grandine e fulmini, sull'Italia del nord interruzioni ferroviarie, allagamenti. Sulle Puglie violento nubifragio; sul Lazio temporali con fulmini. il 20

temporali in Sardegna, a Serrenti tre persone folgorate. Il 21 dopo mesi di siccità violenti nubifragi nella Sicilia. Il 22 temporali in Piemonte, in Lombardia, in Liguria, in Toscana, sul Veneto e Venezia-Giulia. Frana sulla statale per Trento. Fulmini sulla Centrale Termoelettrica dell'Enel, a Genova e a Gorizia. Il 24 il maltempo, continua sull'Italia settentrionale e centrale con precipitazioni nevose sulle Alpi e si estende anche sull'Italia meridionale. Nel Veneto, Portogruaro invasa dalle acque; isolati per frane molti centri dell'Umbria. A Roma allagamenti e molti alberi abbattuti, a Napoli temporali, una persona folgorata in Irpinia; in Lucania e in Puglia temporali e nubifragi con incendi di cascinali. Violenti nubifragi in provincia di Caserta, alberi d'alto fusto abbattuti, danneggiati la Reggia e il Parco di Caserta. Una tromba d'aria sulla statale Domiziana nei pressi del Garigliano, investiva una fabbrica. Una tromba d'aria in Sicilia presso Licata ha scoperchiato case, sradicato alberi, causato due morti e diversi feriti. Danneggiata Licata, Pozzuoli, Ischia e Procida. Il 26 un violento nubifragio in Romagna con grandine e fulmini. Il 31 temporali in Toscana.

Nel mese di ottobre dieci giorni con temporali. Il I furiosi temporali in Lombardia e molti danni provocati da fulmini. Temporali e grandine in Emilia, in Toscana, in Liguria, in Campania. A Livorno un morto per folgorazione. Uno spaventoso nubifragio nel pomeriggio sul Lazio, sull'Umbria e sulla Toscana, interrompeva strade, strappava i binari della ferrovia, danneggiava le linee elettriche e telefoniche, provocava vittime umane, frane, alluvioni, torrenti in piena e straripamento di fiumi. L'Autostrada del Sole rimaneva interrotta per 250 chilometri da Roma a Incisa Valdarno; poichè, proprio sulla Milano-Napoli era imperversato il nubifragio. L'Italia rimaneva così divisa in due. A Fabro, presso Chiusi, il torrente Argento straripava, l'onda di piena, una ondata impressionante alta due metri, investiva la sede dell'autostrada, poi si ritirava immediatamente, risucchiando tutto quanto l'ondata aveva travolto, e ai lati dell'autostrada stessa, rimaneva una enorme distesa di acqua. Allagate altre strade statali e la linea ferroviaria. Nubifragi anche nel Veneto, in Lombardia, in Liguria, in Umbria, in Toscana. Nel Lazio straripamento di fiumi, allagamenti, centri isolati. A Roma interi quartieri allagati. In tutto 19 vittime dei nubifragi. Il 2 nell'Umbria e nel Lazio torrenti ancora ingrossati. Delle zone di Roma, la borgata più colpita era quella di Prima Porta invasa dal fango e poi sommersa sotto quattro metri di acqua strari-

pati dal torrente Marone; inquinata l'acqua potabile per l'immissione di fango nella Galleria dell'Acquedotto. Sull'Aurelia, presso Roma, due vittime. Il maltempo anche sul Friuli, con la piena di tutti i fiumi e torrenti della regione. Allagamento di Latisana che veniva evacuata. In Campania vento, pioggia a scrosci e scariche elettriche, mareggiate nel golfo di Napoli, in città numerosi allagamenti. Anche sul Salernitano piogge torrenziali e mareggiate sulla costiera amalfitana. Violenti nubifragi in Sicilia: a Palermo, una fiumana da Monte Pellegrino, invadeva le strade; a Trapani torrenti rompevano gli argini, crollavano ponti, si producevano allagamenti. Dieci vittime e sette dispersi. Il 3 perdura il maltempo. Su Roma l'incubo della piena del Tevere (m. 13 all'idrometro di Ripetta), sgombrata la borgata di Prima Porta. Nell'Umbria e nel Lazio, invase dalle acque, vaste zone allagate per lo sraripamento dei fiumi. In Sicilia, Trapani praticamente isolata. Il 3 maltempo sul Lazio, pioggia a Roma. Nel centro di Trapani ancora 30 centimetri di acqua. Le strade coperte da uno spesso strato di fango. Il 6 un uragano sul Molise, sraripamento di fiumi. Sulle Puglie temporali. Una tromba d'aria su Brindisi, seguita da pioggia torrenziale e fulmini. Un contadino folgorato. L'11 nubifragio sul Lazio. A Roma l'acqua invadeva di nuovo le abitazioni a Prima Porta. Violenti piogge in Umbria e in Toscana. Il 12 il maltempo riprende nell'Italia del Nord e al Centro con temporali sul Veneto, Venezia-Giulia, in Toscana, sull'Umbria, sul Lazio e in Sardegna. Fiumi ingrossati ovunque. Il 23 violenti temporali in Calabria, terreni sommersi sotto due-tre metri di acqua, ponti crollati, rotti gli argini dei torrenti. Allagamenti in Puglia. Interrotte le statali e le linee ferroviarie. Il 27 violenti piogge sulla Toscana: varie località isolate per lo sraripamento dei torrenti. Sul Friuli e Venezia-Giulia piogge intense e frane. Il 24 nubifragi sull'Umbria e sul Lazio. Sgrombata la borgata di Prima Porta a Roma. Nubifragi sul Veneto e sul Friuli. Evacuata Latisana.

Nel mese di ottobre quattro giorni di temporali. Il 17 e il 18 nubifragi in Sardegna e in Sicilia. Alto Tirreno in tempesta. Il 21 violento nubifragio sulla parte occidentale della Sicilia specie a Ragusa e Siracusa. Strade interrotte, danneggiati gli acquedotti. Cinque le vittime del maltempo. Il 22 temporali in Sicilia sulla parte orientale e settentrionale dell'isola e in Sardegna sulle coste sud-orientali con allagamenti e crolli di ponti.

Nel mese di novembre quattordici giorni temporaleschi e di freddo. Il 5 maltempo in Toscana, sraripati molti fiumi, la Cassia invasa dalle

acque a sud di Siena. Nubifragi in Sardegna. Neve in Alto Adige e temperatura sotto zero a fondo valle. Il 16 ondata di freddo, nevicate sulle Dolomiti. Per le avverse condizioni atmosferiche sospeso il collegamento al continente delle isole pontine. Il 17 nevicate in Piemonte e nel Trentino-Alto Adige. Il 18 più estese nevicate in tutta la regione dolomitica, sul Friuli Venezia Giulia con alcuni passi chiusi al transito. Neve anche sull'Appennino Ligure e in Piemonte. Il 19 tutte le campagne tra l'Umbria e la Toscana allagate per l'incessante pioggia e sraripamento dei fiumi. Chiusa al transito l'Autostrada del Sole tra Chiusi e Orvieto. Il 21 in Liguria temporali, tempesta sul golfo di Genova. In Valtellina tromba d'aria, sulla statale Adriatica vento ciclonico, sradicati alberi di alto fusto. Interrotto il transito sulla Tiburtina. Il 23 nebbia e gelo in Piemonte e in Lombardia. Bufera di vento su Genova e sul Golfo di La Spezia. Il 23 mareggiata sulle coste toscane e laziali, e, al largo della Sardegna, mare in tempesta. Nevicate sul Friuli Venezia-Giulia, sulla Lombardia, sul Molise, sull'Appennino Tosco-Romagnolo e sulla Sardegna. Nel Salernitano fiumi in piena e temporali. Il 24 ondata di freddo sull'Italia. Nevica in Piemonte, Lombardia, Emilia, Veneto, Venezia-Giulia; allagamenti sull'Autostrada del Sole; Adriatico e Tirreno in tempesta. Il 25 aumenta il maltempo in Italia e si intensifica il freddo. Temperature al disotto di zero in varie città. Abbondanti nevicate in Emilia, nelle Marche, in Campania (neve sul Vesuvio e a Napoli-Camaldoli caduta di fiocchi) e in Lucania. Il 27 violente mareggiate a Genova e Riviera. Il 28 imperversa il maltempo su tutta l'Italia centrale e settentrionale, pioggia e neve ostacolano le vie di comunicazione in Lombardia, nel Veneto e in Alto Adige e provocano una vittima per annegamento. Temporali in Campania. Mareggiate sulle coste tirreniche e sul golfo di Genova. Il 29 freddo intenso sull'Italia del nord. Nevicate sul Trentino, Alto Adige, Friuli e traffico paralizzato. Due vittime. Temporale sull'Irpinia. Il 30 tempesta sulle coste meridionali tirreniche e sul golfo di Napoli. Navigazione per le isole del golfo sospesa.

Nel mese di dicembre otto giorni di maltempo e temporali. Il 12 sull'Italia meridionale maltempo. Nevicate sull'Irpinia. Mareggiate sulle coste pugliesi e siciliane, nella regione dello Stretto bufere di vento: una vittima del maltempo e 14 feriti. Il 13 e il 14 mare in tempesta nel Basso Adriatico e bufere di vento sull'intera Puglia, sulla Sicilia, sulla Calabria, sull'Irpinia dove è nevicato. Il 16, in vaste zone dell'Italia settentrionale, paralizzato il traffico da una fitta nebbia.

Diverse vittime e molti feriti negli incidenti verificatesi. Il 20 nebbia fitta e bassa sulle Marche. Il 22 temporali in Campania. Il 27 abbondanti nevicate in Piemonte, Lombardia, nel Trentino e Alto Adige. Maltempo sul Polesine. Il 28 fenomeno dell'acqua alta a Venezia e una tromba d'aria a Latisana.

Notizie mondiali

1964

Il 21 luglio sul campo di Enfield presso Londra un giocatore nazionale folgorato.

In ottobre, il 5 una tempesta a New Orleans provocata dall'uragano Hilde. Il 9 un violento ciclone su tutta la Francia, specie sulle coste settentrionali e una tromba d'aria. Una persona folgorata. Il 10 forte temporale in Dalmazia. Il 23-24-25 maltempo su tutta la Francia, annunzio d'inverno precoce, neve in molte regioni. Il 26 in Croazia la Sava rompe gli argini e allaga Zagabria e diversi villaggi con annegati e moltissimi senza tetto. Il 30-31 l'intera Tunisia devastata da venti ciclonici e pioggia; zone allagate, villaggi isolati, diversi morti e molti senza tetto.

In novembre: l'1 il passaggio di tifoni sul Vietnam centrale provoca spaventose inondazioni nel Sud con superfici allagate del 90%, vittime e innumerevoli senza tetto.

In dicembre: il 7-8-9 tempeste di vento e ondata di freddo (molti gradi sotto zero) in diversi stati: New York, Massachut, Maine con alcuni morti e molte località isolate. Il 12-13-14 pioggia incessante e inondazioni in Inghilterra: ventisei contee allagate e otto ponti crollati. Il 16 sul campo di Lyttelten due calciatori folgorati e altri ustionati. Il 17 piogge torrenziali in Egitto, specie nella zona settentrionale e innumerevoli senza-tetto. Il 19 la regione settentrionale degli Stati Uniti colpita da maltempo e freddo. Otto contee dichiarate « disastrate ». Il 23-24-25-26 ondate di maltempo su diverse regioni degli Stati Uniti, fiumi in piena molti villaggi e cittadine sommerse con morti e senza tetto. Il 26 ciclone sull'India meridionale, moltissimi morti. Il 28-29 tutta l'Europa settentrionale investita dal freddo

e poi sotto una coltre di neve. Ancora neve a Parigi, Spagna, Costa Azzurra, Jugoslavia e Austria. Il 29 nevicate abbondanti in California.

1965

In aprile: il 12 per una serie di cicloni e trombe d'aria molte regioni U. S. A. devastate con morti, feriti e senza tetto. Straripa il Minnesota, il Mississippi in piena. Il 22-23-24 aprile in Austria 60 ore ininterrotte di piogge torrenziali, fiumi in piena, evacuati centri.

In maggio: il 12 spaventoso ciclone sul Pakistan con distruzione di villaggi, inondazioni, vittime e senza tetto. Il 16 fiumi in piena e inondazioni in Jugoslavia, Serbia e Boemia.

In giugno: Il 10 disastrose inondazioni sull'Europa orientale. In Ungheria allagamento provocato dal Danubio. L'11 nell'Europa orientale i fiumi continuano a sraripare. Nevicate sul Tirolo. Tromba d'acqua e annegati nel Texas. Il 15-16-17 continua la piena del Danubio con diverse rotture di argini. Budapest tagliata in due dall'inondazione.

In luglio: il 26 record di freddo nell'Antartide alla base scientifica « Schal ». Il 31 in Germania settentrionale piogge continue, temporali, freddo e sraripamento di fiumi con vittime.

In agosto: l'1 temporali in Austria, vittime per folgorazione. Il 20 a Varsavia un quadrimotore colpito da un fulmine. Il 21 nubifragi e allagamenti nella Francia Meridionale. Il 25 in Corsica due vittime per folgorazione. Il 26 alluvione in Brasile; sraripa il Rio Santo.

In settembre: l'8 la Florida sconvolta da un tifone, vittime e molti senza tetto. Il 24 il Marocco investito da un nubifragio e in pianura da una tromba d'acqua, molte vittime.
In ottobre: l'11 anticipata nevicata a Mosca. Il 28 una serie di cicloni in Birmania con inondazioni, villaggi inghiottiti e vittime.

In novembre: Il 2 nubifragio e alluvioni sulla Germania settentrionale. Il 5 in Francia temperature sotto zero e nevicate al Sud. Dal 16 al 24 eccezionale ondata di freddo e neve in Europa, specie

in Inghilterra, Olanda, Scandinavia, Russia (A Mosca venti gradi sotto zero, la più bassa temperatura del mese di novembre negli ultimi 80 anni). Il 28 temporali nel nord della Francia con vittime di cui una per folgorazione.

In dicembre: Il 5 temporali sulla Francia occidentale, allagamenti, la Garonna straripa. Il 9 e 10 temporali e inondazioni in Inghilterra, e il 12 straripano i fiumi. Il 13 freddo intenso nel nord-Europa. Il 16 violento ciclone sul Pakistan con innumerevoli vittime. Il 20 in Europa fiumi in piena. Il 27-28 in Francia tutti i fiumi straripano.

Anno geofisico internazionale 1964-65.

Che il periodo di raccolta, di tali importanti notizie, di carattere metereologico, sia particolarmente utile e degno di studio, non è a caso; poichè il periodo di due anni, dal gennaio 1964 al dicembre 1965 è stato scelto dagli scienziati di oltre sessanta Nazioni per lo studio del comportamento del Sole, in un periodo di minima attività, attraverso una rete mondiale di stazioni, integrate dall'uso di satellite.

Questo periodo è noto col nome dell'anno geofisico internazionale: « *International Geophysical Year* » (I. G. Y.) del 1964-65.

Effettivamente il Sole è una enorme massa gassosa composta da atomi in continua fissione e fusione, fenomeni dai quali deriva tutto il suo immenso calore. La parte luminosa centrale, la fotosfera, è circondata da una estesa atmosfera, la cromosfera, costituita da vapori freddi che producono nello spettro le caratteristiche righe nere di assorbimento.

Nell'atmosfera solare vengono spesso lanciate protuberanze. cioè caratteristici pennacchi luminosi, di varia forma e grandezza, che provengono dal nucleo. Dopo l'atmosfera solare vi è la corona, visibile solo in occasione di eclissi.

Lo studio fisico del Sole, com'è noto, fu iniziato nel 1611 da Galileo.

Il Sole, osservato al cannocchiale, è più luminoso al centro e gradatamente meno verso i bordi; la superficie incandescente della fotosfera appare spesso interrotta nella sua luminosità dalla presenza di « macchie », oscure, e, verso l'orlo, da regioni più o meno estese, più lucenti della fotosfera, cioè le « facole ».

Le macchie solari si manifestano con cicli periodici aventi la massima attività, per lo più, ogni undici anni e di solito si producono nella zona che va da 5 a 45 gradi di latitudine boreale e australe, rare volte all'equatore e mai sono apparse al di là dei 50 gradi nord e sud.

Per primo Spoerer accertò che le macchie solari si spostano, col procedere del ciclo, per trovarsi, nella fase della loro massima attività, nella zona compresa fra 15 gradi nord e sud, restringendosi ulteriormente, verso l'epoca della loro estinzione, entro una zona compresa fra i 10 gradi nord e sud. Mentre il complesso delle macchie è già in fase di esaurimento, fase che si prolunga per altri due o tre anni, già nelle alte latitudini cominciano a comparire le prime piccole macchie che man mano si uniscono e s'ingrandiscono, per seguire, nel tempo, lo stesso ritmo undicennale e solo alcune macchie hanno una più breve durata o non completano il ciclo.

La presenza e lo spostamento delle macchie permise calcolare il moto di rotazione del Sole, e, ancor più, (essendo la massa gassosa) rilevare, che tale rotazione è, più veloce all'equatore (dove vi è maggiore forza centrifuga) che ai poli (dove tale forza è nulla).

Osservando una serie di macchie, allineate su un qualsiasi meridiano, dopo una intera rotazione del Sole, che avviene in 25 giorni e 8 ore, quelle stesse macchie non si presentano con lo stesso ordine di allineamento; ma con una deviazione, simmetrica sia nell'emisfero boreale che in quello australe, cioè con una curva avanzata nella parte più vicina all'equatore, più arretrata ai poli. Il fenomeno fu osservato dal Carrington che ne dette pure la spiegazione.

I problemi solari hanno grande interesse, perchè il Sole, con la sua varia distribuzione di energia, ha grande influenza su tutti i fenomeni che si presentano sulla Terra.

La prima ricerca sulle relazioni fra i fenomeni solari e quelli terrestri fu organizzata nel 1882-83 col « *Prima anno polare internazionale* ». Si tenne nel 1932-33 il « *Secondo anno polare internazionale* ». E nel 1957-58 il terzo Congresso e il terzo « *Anno geofisico internazionale* ».

Il biennio 1957-58 fu il periodo in cui il numero delle macchie solari fu il più grande che fosse mai stato rilevato. Si convenne allora di prolungare gli studi anche in un periodo di minima attività solare che si sarebbe verificato nel 1964-65, anni del « Sole tranquillo ».

Conclusioni

Dalle notizie precedentemente riportate per il biennio 1964-1965 si rileva che il maltempo si è sviluppato con frequenti e svariate manifestazioni sempre con fenomeni di eccezionale imponenza che hanno quasi sempre interessato notevoli estensioni geografiche.

Sovratutto, si è posta in evidenza, la preponderanza delle fortissime *manifestazioni elettriche* che hanno provocato molte vittime per folgorazione.

In conclusione, negli anni del Sole tranquillo è stato *fortemente perturbato il campo elettrico terrestre* con enormi differenze di potenziale tra suolo e nubi, differenze di potenziale necessarie alle scariche distruttive che hanno dato luogo a saette e fulmini. In generale, nel biennio del Sole tranquillo, *maltempo eccezionale e frequente.*

RIASSUNTO

Nel biennio 1964-1965 avvennero, al seguito di depressioni cicloniche e con notevole estensione geografica, frequenti *temporali ciclonici* che dettero luogo a manifestazioni violente quali nubifragi, piogge torrenziali, venti impetuosi, trombe d'aria, grandine e frequenti fenomeni elettrici con spettacolari lampeggiamenti e innumerevoli folgori.

Ne viene riassunto il notiziario.

Il periodo 1964-1965 coincide con il periodo dell'anno geofisico internazionale « International Geophysical Year » (I. G. Y.) scelto per lo studio del comportamento del Sole, dagli scienziati di oltre sessanta Nazioni in un periodo di minima attività.

In conclusione si rileva che, negli anni del Sole tranquillo, è stato fortemente perturbato il campo elettrico terrestre con enormi differenze di potenziale tra suolo e nubi, differenze di potenziale necessarie alle fortissime scariche quali sono i *fulmini* — che si sono verificati innumerevoli e frequenti —, unitamente al maltempo in tutte le sue manifestazioni.

Metodi di campionamento e di analisi degli inquinanti atmosferici

Nota del Socio ANGIOLO PIERANTONI

(Tornata del 24 giugno 1966)

È noto che la composizione media dell'aria è di: 78,03% in volume di azoto; 20,9% di ossigeno; 0,94% di argon oltre a piccolissime percentuali di idrogeno, neon Kripton, xenon, elio, ozono, e negli strati inferiori 0,03% di CO_2 e quantità variabili di vapor d'acqua.

L'inquinamento dell'aria è dovuto a materiale estraneo che provoca, in quantità notevole, tossicità agli esseri viventi. Questo materiale estraneo è formato da: gas e vapori, polveri, fumi, nebbia e caligini.

I gas e vapori producono danno alla vegetazione, fenomeni di corrosione e odori sgradevoli.

Le polveri possono dare incrostazioni e depositi.

I fumi possono essere irritanti.

Le nebbie possono essere considerate corrosive e sono le maggiori responsabili per la formazione dello « smog ».

I metodi di campionamento sono vari e adatti ognuno per ciascun caso. Essi si distinguono in: campionamento atmosferico; campionamento di gas da combustione domestica; campionamento di gas da combustione industriale, campionamento di gas di scarico di autoveicoli.

Per il campionamento atmosferico, il rilevamento del materiale sedimentato è la prima determinazione. A questo scopo si adoperano i deposimetri e il più impiegato in Italia è quello di tipo inglese del D.S.I.R. (Department of scentific and industrial research). Esso è costituito da un imbuto di vetro per il prelievo, collegato con un

recipiente di raccolta, a mezzo di un tubo di gomma. Fissato su un treppiedi nel recipiente vien messo un funghicida costituito da una soluzione al 0,02 N. di solfato di rame o p. clorofenolo. Kenitz (1) ha studiato un tipo di deposimetro chiamato « Genova » che è costituito da un unico recipiente in vetro cilindrico di piccole dimensioni. La capacità di raccolta del deposimetro inglese e del deposimetro « Genova » sono diverse per tutte le sostanze considerate. L'A. dice che il tipo « Genova » risulta più vantaggioso per la sua praticità, manegevolezza e basso costo.

Vi sono poi i dispositivi per materiali in particelle, come le cellule di sedimentazione dove le particelle vengono contate, pesate o analizzate .I « Cascode Impector » sono basati sul principio della condensazione ed agglomeramento. Tra i dispositivi di gorgogliamento si ricordano: gli assorbitori con setto poroso e le torri con materiale di riempimento basati sul principio del lavaggio e selezionamento.

I precipitatori termici sono basati sul principio della precipitazione. A questi propositi la Ditta Casella e C. ha affrontato il problema usando appunto un metodo basato su questo principio. Un campione d'aria passa su di un filtro riscaldato, la polvere viene precipitata, raccolta ed osservata al microscopio. Si contano i granelli esistenti in determinate aree; conosciuto il volume d'aria passata per la pompa in un certo tempo, si calcola la concentrazione di polvere nell'unità di volume.

La Ditta Foster Instruments ha ideato un apparecchio per la misura del fuomo e della fuliggine contenuta nell'aria.

Un raggio di luce attraverso il fumo sospeso arriva ad una fotocellula e misura così la densità del fumo stesso. Naturalmente l'apparecchio può fare funzionare i dispositivi registratori e può essere dotato di scale misuranti le percentuale di oscuramento. L'apparecchio può sopportare le intemperie (2).

Le tecniche analitiche maggiormente usate sono: metodi quantitativi (gravimetrici e volumetrici), metodi di titolazione, metodi colorimetrici, cromatografici e metodi di analisi spettrascopiche.

I campioni o si analizzano sul luogo all'atto del prelievo, oppure si conservano mediante fissaggio in soluzioni di assorbimento.

Per l'analisi sul luogo Pavelka e Manci (3) hanno studiato ed ideato delle apposite stazioni mobili per la determinazione quantitativa di diversi inquinanti atmosferici quali: l'SO_2, i vapori nitrosi, l'ammoniaca, le aldeidi e il piombo. Queste stazioni sono costituite

da apposite valige lunghe 50 cm. e alte 30 cm. entro cui vi è l'apparecchiatura.

Per i componenti gassosi provenienti di combustioni, si mettono in parallelo parecchie torri di assorbimento in cui si fanno variare solo le soluzioni reagenti .Così avremo: per le aldeidi come assorbitore bisolfito sodico; per l'ammoniaca, l'acido solforico 0,1 N; per l'acido cloridrico, idrato potassico; per l'ossido di azoto, idrato potassico e acqua ossigenata: per l'idrogeno solforato, cloruro di cadmio ammoniacale; per i mercaptani e idrogeno solforato, l'idrato sodico. La scelta dei metodi per il campionamento atmosferico dipende da vari fattori: anzitutto dal tipo di sostanza che si vuole analizzare, dalla concentrazione nell'aria, del luogo dove deve essere prelevato il campione.

Fra gli inquinamenti atmosferici più dannosi, un posto di primo piano occupa l'anidride solforosa che proviene da combustioni domestiche e industriali con particolare riguardo alle raffinerie.

Infatti la capacità di raffinazione della Europa Occidentale all'inizio del 1961 era di 230 milioni di tonnellate annuo. Di questi 50,5 in Inghilterra; 48,5 in Italia; 40,5 nella R. F. Tedesca; 40,4 in Francia; 23,4 in Olanda; 8,6 in Belgio; 4,0 in Grecia; 3,2 in Austria; 3,2 in Svezia; 2,1 in Norvegia; 2,0 in Islanda; 1,7 in Grecia; 1,2 in Portogallo e 0,7 in Turchia.

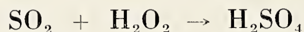
Qui appresso sono riportati in una tabella i dati relativi ai valori di tossicità dell'SO_2 nella atmosfera (4).

SO_2 in volume	Effetti sull'organismo
10 p.p.m.	Soglia di tossicità
20 p.p.m.	Irritazione degli occhi
100 p.p.m.	Sopportabile da ½ ora e 1 ora
500 p.p.m.	Pericoloso per ½ ora
3000 p.p.m.	Mortale in 5 - 10 minuti

I metodi di analisi adoperati per questo tipo di inquinamento si possono distinguere in metodi chimici e metodi fisici. Tra i metodi chimici ricordiamo i procedimenti gravimetrici che sono basati sull'assorbimento di SO_2, ossidazione a SO_3 e precipitazione sotto forma di $BaSO_4$ mediante $BaCl_2$. Un metodo consigliato dalla Feul Research

Station è quello al perossido di piombo. o metodo della candela. Un cilindro di porcellana su cui viene avvolto una garza imbevuta di perossido di piombo, che aderisce per mezzo di gomma adragante, ed alcool viene esposto all'aria per un mese. La SO_2 dell'atmosfera reagisce con il perossido di piombo formando $PbSO_4$. Questo solfato di piombo viene lavato in acqua distillata e fatto precipitare, sotto forma di $BaSO_4$, dopo filtrazione, con $BaCl_2$ previa acidificazione con HCl; poi si determina le quantità per pesata risalendo a SO_2.

Vi sono anche metodi volumetrici che consistono nella titolazione dell'acido solforico che si ottiene facendo reagire SO_2 con acqua ossigenata. L'anidride solforosa viene ossidata ad acido solforico che viene titolato con una soluzione alcalina. La reazione che avviene è la seguente:



$$SO_2 + H_2O_2 \rightarrow H_2SO_4$$

La sensibilità di questo metodo è di 0,01 p.p.m.

Un metodo la cui sensibilità è di 0,0002 p.p.m. è dovuto a F. W. Weet e G. L. Gaeke (5) e consiste nel far gorgogliare SO_2 in una soluzione di tetracloromercuriato di sodio. Il complesso $Hg(SO_3)_2$ che si è formato previo trattamento con formaldeide al 0,2% e usando come indicatore p. rosanilina idroalcolica al 0,04%, si misura allo spettrofotometro. Tale misura da la quantità attraverso una curva di taratura, espressa in microgrammi di SO_2.

In presenza di acido solforoso una miscela di fuxina, acido solforico e formaldeide rivela la presenza di SO_2 di un colore rosso violetto che si mette in evidenza e misurata con un colorimetro fotoelettrico (6).

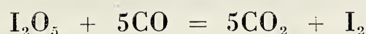
La sensibilità di questo metodo è di 0,2 p.p.m.

L'anidride solforosa viene messa in evidenza con i rivelatori Draeger. Essi sono costituiti da fiale lunghe 10 cm. chiuse ad una estremità e dall'altra collegate con una pompa per il prelievo. Il tubicino è pieno di geli di iodato e periodato di potassio ed uno strato di confronto colorato in blù. Aspirando l'aria, in base al colore raggiunto si determina per confronto la quantità di SO_2 presente nella atmosfera. La sensibilità va da 0,02 mgr fino a circa 1000 p.p.m. (7).

Un apparecchio usato, tra i registratori continui, è l'Autometer Thomas che misura la conducibilità elettrica di H_2SO_4 prodotta dall'ossidazione di SO_2 con acqua acidulata contenente acqua ossigenata (8).

Un'altro inquinante la cui importanza è in primo piano per la sua tossicità è l'ossido di carbonio che si trova sempre presente nella maggior parte dei combustibili. I metodi per rivelare tale gas sono numerosi; ve ne sono chimici, colorimetrici e basati sull'assorbimento dei raggi infrarossi.

Un metodo chimico classico è quello al perossido di iodio basato sulla reazione.



$$I_2O_5 + 5CO = 5CO_2 + I_2$$

Si fa passare un volume noto di gas attraverso pentossido di iodio tra i 120 e i 150° C, l'ossido di carbonio si ossida e CO_2 e si libera iodio che, raccolto in ioduro di potassio al 10%, si titola volumetricamente còn $Na_2S_2O_5$ N/100 in presenza di salda d'amido. L'ossido di carbonio può essere messo in evidenza anche con il rivelatore Draeger che è l'apparecchio più comune usato fra i metodi colorimetrici. Esso è costituito, come per scoprire SO_2, da tubicini chiusi ad una estremità contenenti gel di silice, che funzionano da essiccanti, ed uno strato di pentossido di iodio. L'altra estremità di questi tubicini è collegata ad una pompa per il prelievo dell'aria. All'atto della aspirazione, a seconda della concentrazione nell'aria di CO, il pentossido di iodio si colora dal verde, per piccole concentrazioni al blù per medie concentrazioni, fino al bruno per concentrazioni elevate. Naturalmente vi è una scala che si pone a confronto con le colorazioni ottenute dal pentossido di iodio. La sensibilità del rivelatore va da 0,001 vol % a 0,3 vol % di CO (9).

I metodi basati sull'assorbimento dei raggi infrarossi consistono nel far passare raggi infrarossi attraverso celle contenenti gas da misurare e gas di confronto. Attraverso la dilatazione del gas al passaggio dei raggi si determina la quantità di CO presente nell'aria. Si conoscono diversi apparecchi tra cui l'apparecchio Liston Baker, l'analizzatore Onera, l'apparecchio Uras ecc.

Nella contaminazione dell'atmosfera provocata dai gas di scarico

degli autoveicoli, molto importante è la determinazione del piombo contenuto nella benzina. Campioni di benzina addizionati con Pb tetraetile, secondo GIUBILEO (10) contengono 324 mgr/litro di piombo, mentre un campione di gasolio ne contiene 1,3 mg/litro.

Il DETTHING (11) ha osservato al microscopio elettronico i derivati del piombo tetraetile i quali si presentano come palline del diametro di 10-100 mμ costituite PbO, Pbr_2, $PbCl_2$ con tracce di fosfato e solfato di Pb.

Un metodo per determinare il contenuto di piombo nell'aria è quello al ditizone previa calcinazione con acido nitrico e filtrazione del residuo insolubile. GIUBILEO (12) da ricerche effettuate su 20 vigili urbani esposti ad inalare prodotti di scarico di autoveicoli, ha messo in evidenza una carbossiemoglobinoemia variabile da 0 al 10% ed una piomboemia di 50-90% cc (media = 45) ed una piomburia di 30-135/litro (media = 55). Questi limiti però dice l'A. rientrano nelle normalità per gli abitanti di una città.

Ho quì esposto i principali metodi di indagi,ne per individuare qualitativamente e quantitativamente i principali inquinanti dell'atmosfera ma ancora molto vi è da fare sopratutto per coordinare la metodica, in modo che si abbia un quadro più esatto ai fini di tutte quelle opportune iniziative da prendere per combattere e prevenire l'inquinamento atmosferico sempre più in aumento per l'incremento industriale e della motorizzazione.

Laboratorio Chimico Provinciale.

BIBLIOGRAFIA

1) S. KANITZ, Giornale d'Igiene e Medicina preventiva, vol. I, fasc. 3-4, pag. 148-160, 1960.

2) LA CHIMICA E L'INDUSTRIA, vol. 44, p. 58, Gennaio 1960.

3) PAVELKA e MANCI, Centro Prov. Studi Inquin. Atm., Milano, pag. 13, 1957.

4) H. CAUER, Entnahme apparatur Fur Chemische « Z. Analyt chemie ».

5) WEAT AND G. C. GAEKE, Analitical Chemistry, vol. 28, p. 1816, 1956.

6) T. BOTTIGLIA, C. SENIRAMED, Atti primo Convegno studi inquin. atmosf. Saint Vincent, 19, febbr. 1957, p. 996.

7) T. BOTTIGLIA, C. SENIRAMED, Atti primo Convegno studi inquin. atmosf. Saint Vincent, 19 febbr. 1957, p. 996.

8) R. Olivo, Atti del I Convegno studi Inq. atm. ecc., pag. 1015.
9) G. Bodmer-Zum Co, Nachweis in Luft Mit Prufrohrchen Einfluss von Verunreinigungen in der Luft « Monastbull », 31, 5, 161, 1951.
10) M. Giubileo, Atti I Convegno Inq. Atm., Saint Vincent, 19-21 Febbr. 1957 p. 1051.
11) M. Giubileo, Atti I Convegno Inq. Atm., Saint Vincent, 19-21 Febbr. 1957, p. 1051.
12) M. Giubileo, Atti I Convegno Inq. Atm., Saint Vincent, 19-21 Febbr. 1957, p. 1051.

Detersivi sintetici e fauna ittica

Nota del Socio ANGIOLO PIERANTONI

(Tornata del 24 giugno 1966)

L'unico detersivo conosciuto fino a venti anni fa era il sapone. Tutti i sali metallici degli acidi grassi superiori o degli acidi derivanti da resine erano indicati con questo nome. Il sapone però in realtà non è altro che l'insieme dei sali idrosolubili di sodio e di potassio derivanti dai grassi animali che si ottengono facendoli bollire con soluzioni alcaline.

Dopo l'ultima guerra, l'introduzione di moderne macchine per lavare, l'accresciuto livello di vita e l'incremento della popolazione ha portato alla introduzione nel commercio dei moderni detersivi sintetici.

I detersivi sintetici (syndet degli americani) sono composti da una sostanza attiva costituente il 10-15% del totale e da sostanze aggiunte che hanno lo scopo di migliorare il prodotto.

Le sostanze aggiunte possono essere: solfato, carbonato o perborato di sodio, fosfati o polifosfati alcalini, metasilicato di sodio, carbossimetilcellulosa ecc. I detersivi hanno incontrato moltissimo perchè anche in acque dure sono solubili, al contrario del sapone che in queste acque forma un composto insolubile con il calcio che si trova nell'acqua ed è il principale responsabile, assieme al magnesio, della durezza.

Il KLEIN (1) divide i detersivi sintetici in tre categorie:

Detersivi anionici, che danno in soluzione acquosa un catione (generalmente sodio) ed un anione (costituito da un gruppo organico, generalmente un solfonato). Tra i detergenti anionici abbiamo gli alchilsolfati di sodio con formula $R—O—SO_2$ Na, dove R indica una catena alchilica; gli alchilarilsolfonati di sodio con formula $R—C_6H_4—SO_2$ Na dove C_6H_4 indica l'anello del benzolo. Se al posto

di R si mette una catena di 12 atomi di carbonio, si ottiene il dodici-benzil-solfonato $C_{12}H_{25}$—C_6H_4—SO_3 Na che costituisce il più diffuso dei detergenti anionici.

Detergenti non ionici, sono quei detergenti che non si idrolizzano in soluzione acquosa. Tra questi vi sono: gli eteri poliglicolici, gli alchilfenoli [R—C_6H_4—(C_2H_4O)n—OH], gli esteri del saccorosio con acidi grassi superiori (palmitico, steonico, oleico).

Detergenti cationici, sono sali di basi forti quaternarie e in soluzione acquosa si ionizzano dando un catione idrofilo di ammonio o piridina ed un anione idrofobo (generalmente cloruro o bromuro). Questo ultimo tipo di detersivi ha un potere battericida ed ha impiego industriale. I più usati sono gli anionici e precisamente gli alchilarilsolfonati.

Questi prodotti sono causa di gravi inconvenienti tossici non solo agli esseri umani ma anche alla fauna ittica che, come è noto, costituisce un alimento prezioso. Neppure il filtraggio riesce ad eliminare questo grave inconveniente.

Alcune specie di pesci hanno una particolare sensibilità ai detergenti sintetici i quali esercitano un'azione fortemente tossica.

La sfera di azione svolta da essi va considerata separatamente come azione esterna che si esercita direttamente, per il contatto che si stabilisce fra il tossico e la superficie dell'animale, e come azione di penetrazione, a seguito dell'assorbimento del tossico stesso da parte dell'organismo. L'azione esterna si esercita soprattutto sulle branchie, sulla cute, sulle mucose orali, sugli organi sensori. L'azione sulle branchie provoca desquamazione, rottura della superficie cutanea o lesioni, ovviamente di origine chimica, provocate da acidi o da alcali.

L'azione di penetrazione fu studiata dallo Smith (2) che sostenne che la mucosa orale era una importante via di penetrazione.

Un esempio degli effetti dei depositi di sostanza in sospensione sullo strato cutaneo a seguito di contatto con sostanze caustiche, si ha nel *Carassius auratus* il cui aspetto esteriore viene sensibilmente modificato, sbiancandosi l'animale che deperisce.

Il Moretti (3) ha studiato l'effetto delle sostanze in sospensione su giovani tinche, le quali presentarono lesioni patologiche. Lo Steinmann (4) considera anche le modificazioni dell'intensità del colore che sono legate al comportamento dei cromatofori. Le lesioni più profonde della cute riguardano essenzialmente la funzionalità

glandolare che può essere più o meno compromessa dall'intensità della azione del tossico.

Riguardo all'apparato digerente non si può dire molto. Il sistema nervoso risente chiaramente dell'ingestione del tossico, secondo attestano varie manifestazioni di ipereccitabilità e fenomeni riflessi, quali la protrusione della bocca e delle narici.

L'attività respiratoria risulta notevolmente interessata nel senso che l'animale, trovandosi in un ambiente tossico può subirne una alterazione della frequenza respiratoria fino alla morte.

Beldieng Jones (5-6) a questo proposito hanno effettuato studi riguardanti appunto l'azione di un determinato tossico sulla attività respiratoria dei pesci.

Wurtz Arlet (7) prendendo in considerazione l'azione dell'alchilsolfato di sodio primario e secondario sulle uova e sugli avanotti di *Salmo iridus* al momento della schiusa, concluse con l'affermare che gli alchilsolfati sodici primari avevano un'azione meno tossica dei secondari.

Tra le principali caratteristiche negative di questi prodotti detersivi che provocano tossicità ai pesci, ricordiamo la formazione di schiuma e la riduzione del tasso di aerazione dell'acqua provocata dagli alchilarilsolfonati. Il Water Pollution Rasearch Laboratory (8) ha trovato che 10 p.p.m. di detergente sintetico possono produrre una diminuzione del 34,5% dello assorbimento di ossigeno. Gli inconvenienti causati da questi prodotti derivano, non solo dalla loro qualità nociva, ma anche dal fatto che essi non si lasciano attaccare da impianti di purificazione biologica.

Hammerton (9) ha dimostrato che gli alchilsolfonati sono in generale più ossidabili per via biologica, mentre gli alchilarilsolfonati a catena ramificata sono lentamente decomposti dai batteri aerobi.

I detersivi cationici sono altrettanto nocivi per la loro proprietà battericida. Leclerc e Devlaminck (10) hanno compiuto studi sulla tossicità dei detergenti anionici e non ionici e sul sapone puro. Essi hanno visto che, mentre la tossicità del sapone diminuisce in acqua pura, i detergenti sintetici sono ugualmente tossici in qualunque tipo di acqua. Ciò dipende dal fatto, che mentre il sapone forma un composto insolubile con il calcio disciolto nell'acqua, per i detergenti sintetici questo non avviene, perchè essi non formano nessun composto insolubile.

La tabella qui appresso riportata mostra la tossicità dei deter-

genti naturali e sintetici in H_2O distillata ed in H_2O pura (secondo E. Leclerc e F. Devlaminck).

Detergenti	Composizione letale minima in p.p.m.	
	In H_2O dist	In H_2O dura (durezza 224 p.p.m. di Ca Co_3
DETERGENTI NATURALI:		
Sodio palmitato	10 - 12	900 - 1000
Sodio oleato	10 - 12	900 - 1000
Sodio stearato	10 - 12	250 - 300
DETERGENTI SINTETICI:		
Sodio lauril solfato (anionico)	6 - 7	6 - 7
Sodio dodecil (anionico)	6 - 7	6 - 7
Poliglicoletere (non ionico)	2 - 3	2 - 3

La fauna ittica viene ad essere alterata anche nell'odore e nel sapore per azione di sostanze tossiche che provengono dai detergenti a base di solfonati. Un lato tra i più gravi del problema è quello che si riferisce ad animali che, pur presentando buon aspetto, sono capaci di comportarsi come apportatori di infezioni di vario tipo. Pesci venuti a contatto con sostanze tossiche, possono infatti trasmettere all'uomo intossicazioni di vario genere.

Conclusione

In Italia, almeno per il momento, i detergenti influiscono molto poco sull'inquinamento delle acque. La produzione del 1964 è stata di circa 230 mila tonnellate, e quindi l'uso che si fa di questi detergenti sintetici non desta ancora preoccupazione per il patrimonio ittico. Fin d'ora però bisogna pensare al pericolo che essi potranno arrecare quando si sarà raggiunto una produzione considerevole. A questo proposito bisogna ricordare che l'O.M.S. prevede un contenuto massimo di alchilsolfonato nell'acqua di 0,5 p.p.m. come limite oltre il quale l'acqua diventa nociva.

Poichè è proprio l'uso dei detergenti sintetici *ionici* che arreca danni per la loro tossicità, è consigliabile che essi venissero proibiti od al massimo fossero consentiti tenendo presente il tasso stabilito

dall'O.M.S., per modo che la fauna ittica venga salvata da questo pericolo che si viene ad aggiungere ad altri e che concorre in maniera affatto trascurabile al depauperamento di essa.

In Inghilterra, ad esempio, la soluzione è stata trovata con la fabbricazione di un detersivo a base di un tensioattivo a catena poco ramificata chiamato « solfonato sodico Detane I. N. ». I risultati sono stati così sorprendenti che sono in corso studi per ottenere composti più degradabili e quindi meno tossici.

In Germania esiste una legge per cui non si possono fabbricare detergenti che abbiano una biodegradabilità inferiore all'80%.

BIBLIOGRAFIA

1) Klein L., « River Pollution », Butterworths, London 1962.
2) Smith H. W., Ann. Jour. Phisiol., 93, 480.
3) Moretti, Il Lago Trasimeno, Q. 21, Sez. Perugina Soc. Italiana Biol. Sper.
4) Steinman P. (1928), Handbuch der Binnenfischerei Mittelenropas Vol. 6. p. 291, Schweizerhart, Stuttgart.
5) Belding (1929), Trans. Ann. Fisch. Soc., 59, 238.
6) Jones I. R. E. (1947), Jour. Exper. Biol., 23, 297.
7) Wurtz-Arlet (1959), Bull. Franc. de Pisciculture, 195, 41.
8) Water Pollution Research (1957), Magesty's Stationery « Report of the Director », His Office, London 1958.
9) Hammerton C., J. Appl. Chem., 5, 517, 24, 1955.
10) Leclerc E. Devlaminck J., Bull. Cebedean, 17, 165-71, 1952.
11) Marchetti R. *Biologia e Tossicologia dell'acqua usata*, Milano, 1962.

Microfaune mesozoiche del M. Raparo

Nota della Dott.ssa E. LUPERTO SINNI
Presentata dai Soci SCARSELLA e MACCAGNO

(Tornata del 24 giugno 1966)

INTRODUZIONE.

Nel quadro delle ricerche che l'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bari conduce per una migliore conoscenza del Mesozoico dell'Italia meridionale, mi sono proposta di studiare le associazioni microfaunistiche che caratterizzano e permettono di datare i livelli della serie del M. Raparo a sud di Potenza (CIARANFI, 1965).

I campioni esaminati sono stati prelevati sul versante meridionale del monte, seguendo tre percorsi: il primo nella località « Tornatore » da q. 890 a q. 1010; il secondo nella località « La Bannera » da q. 1120 a q. 1700 e il terzo nella località « Verro Croce » da q. 1250 a q. 1530 (Tavoletta 211 IV SE « S. Martino d'Angri »).

Lo studio micropaleontologico è stato eseguito esclusivamente su sezioni sottili, perché i campioni sono costituiti da rocce molto compatte (ogni tentativo di disgregazione per separare i fossili è risultato inutile).

Nelle sezioni sottili esaminate, i fossili, e particolarmente i foraminiferi e le alghe, sono risultati abbastanza frequenti e spesso in buono stato di conservazione. Solo certe sezioni di calcari dolomitici, di dolomie e di rocce silicee (alcune fra le quali sono veri e propri diaspri) si sono mostrate prive di fossili.

Per le determinazioni ho consultato oltre al Catalogo dei Foraminiferi di ELLIS e MESSINA, alcuni lavori recenti sui microforaminiferi e sulle alghe del Mesozoico Italiano (v. elenco bibliografico). Per i campioni con fossili rari o con fossili di scarso valore cronologico ho proceduto, per quanto possibile, anche all'esame delle

microfacies; ho quindi cercato le eventuali corrispondenze fra queste microfacies e quelle di campioni di rocce, provenienti da altre zone, già studiate e datate in modo attendibile.

In base allo studio microscopico sulla natura delle rocce e sulla loro struttura, ritengo di poter confermare (v. CIARANFI, op. cit.) che nel complesso i campioni esaminati fanno parte di due serie ben distinguibili: la prima (« Serie calcareo-silico-marnosa » (*)), campionata in località « Tornatore », è costituita in basso da calcari con liste e noduli di selce, ai quali sono stratigraficamente sovrapposti scisti silicei; la seconda (« Serie Carbonatica »), campionata a « La Bannera » e a « Verro Croce », è rappresentata da calcari, calcari dolomitici ed in minor misura da dolomie. La seconda serie si mostra sovrapposta alla prima.

L'esame delle sezioni sottili dei campioni provenienti dalla località « Tornatore » fa innanzi tutto ritenere possibile che il termine inferiore del complesso stratigrafico campionato corrisponda alla formazione, ormai nota nella letteratura (SCARSELLA, 1957), dei « Calcari con liste e noduli di selce ». Questi calcari grigi, compatti, all'esame microscopico hanno infatti mostrato sezioni di valve di *Halobia* sp.

Mediante lo studio delle microfacies è stato inoltre possibile accertare, per i campioni della prima fra le due serie, la corrispondenza con alcuni termini dei « Calcari con liste e noduli di selce » e degli « Scisti silicei » che affiorano in altre località dell'Appennino meridionale.

La presenza di fossili caratteristici ha permesso d'altra parte di individuare nella « Serie carbonatica » alcuni livelli ritenuti ormai livelli-guida per la stratigrafia dell'Appennino meridionale.

Per quanto riguarda l'età i termini della locale « Serie calcareo-silico-marnosa » vengono qui attribuiti al Carnico (Calcari con liste e noduli di selce) e al Giurassico s. l. (Scisti silicei); quelli della locale « Serie carbonatica » vengono riferiti al Cretaceo (Aptiano-Senoniano inferiore).

L'esame microscopico di alcuni campioni prelevati al contatto fra la Serie carbonatica e quella calcareo-silico-marnosa (campioni

---

(*) Questo termine è stato usato da SCANDONE (1963) per indicare la parte della serie lucana costituita dai Calcari con selce, dagli Scisti silicei e dal Flysch galestrino. Va notato che nell'area qui considerata il Flysch galestrino non risulta conservato.

che indicano la presenza di microbrecce di frizione) ha infine confermato l'ipotesi di un contatto tettonico fra queste due serie (*).

Studio dei campioni.

Località « Tornatore »

R 29 (q. 890) — Calcare grigio chiaro micritico, attraversato da piccole vene spatiche. Frammenti di *Halobia* sp., Radiolari.

R 30 (q. 905) — Calcare grigio. Micrite, intensamente brecciata con sottili vene e chiazze calcitiche chiare. Radiolari.

R 31 (q. 918) — Calcare grigio. Micrite fratturata con vene calcitiche. Radiolari.

R 32 (q. 920) — Calcare grigio chiaro. Micrite con sottili vene calcitiche. Frammenti di *Halobia* sp., Radiolari.

RB 42 (q. 921) — Calcare grigio chiaro. Micrite fortemente brecciata con vene calcitiche. Radiolari.

RB 41 (q. 923) — Calcare grigio nocciola. Micrite brecciata con vene calcitiche. Radiolari.

RB 40 (q. 925) — Calcare grigio chiaro molto fratturato, con grosse vene spatiche. Radiolari.

RB 39 (q. 927) — Calcare micritico, molto fratturato, con vene spatiche. Radiolari.

RB 38 (q. 929) — Calcare grigio. Micrite con vene di materiale ricristallizzato (probabilmente, silice). Fossili assenti.

RB 37 (q. 930) — Quarzite (?) impura per ossidi di ferro, con vene chiare. Fossili assenti.

RB 36 (q. 938) — Calcare selcifero grigio nocciola, micritico, con sottili vene spatiche chiare. Radiolari.

RB 34 (q. 941) — Brecciola monogenica con elementi di calcare grigio a grana finissima con frammenti di *Halobia* sp. e Radiolari.

RB 33 (q. 943) — Calcare micritico in via di sicilizzazione impuro per ossidi di ferro. Radiolari.

RB 32 (q. 945) — Calcare micritico a Radiolari.

(*) Dallo studio del Dott. N. Ciaranfi (op. cit.) risulta infatti che tale contatto è per accavallamento della Serie carbonatica sugli Scisti silicei, appartenenti alla Serie calcareo-silico-marnosa.

RB 31 (q. 947) — Calcare micritico con sottilissime vene di calcite spatica. Radiolari.

RB 30 (q. 949) — Calcare selcifero, fossili assenti.

RB 29 (q. 951) — Calcare micritico a Radiolari.

RB 26 (q. 957) — Calcare micritico a Radiolari.

RB 25 (q. 959) — Calcare selcifero impuro per ossidi di ferro.

RB 23 (q. 964) — Calcare con granuli di quarzo.

RB 22 (q. 966) — Calcare con granuli di quarzo. Radiolari.

RB 21 (q. 968) — Calcare micritico con granuli di quarzo.

RB 20 (q. 970) — Calcare micritico molto fratturato con vene calcitiche chiare.

RB 19 (q. 971) — Calcare micritico con grossi intraclasti. Rari *Ophthalmididae*, *Rotalidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

RB 18 (q. 973) — Calcare micritico con intraclasti, fratturato e attraversato da vene calcitiche. *Miliolidae*, *Ophthalmididae*, frammenti di Lamellibranchi.

RB 17 (q. 975) — Calcare micritico, con vene spatiche. Piccoli foraminiferi indeterminabili, *Ophthalmididae*, *Textularidae*, *Verneulinidae*.

RB 16 (q. 977) — Calcare micritico con piccolissimi Radiolari.

RB 15 (q. 980) — Calcare micritico brecciato attraversato da vene calcitiche chiare. Piccoli foraminiferi indeterminabili, *Miliolidae*, *Ophthalmididae*, frammenti di Lamellibranchi.

RB 14 (q. 983) — Calcare in parte dolomitizzato con: *Miliolidae*, *Ophthalmididae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

RB 13 (q. 986) — Calcare detritico a grana piuttosto grossolana brecciato: *Miliolidae*, *Verneulinidae*, piccoli foraminiferi indeterminabili.

RB 12 (q. 988) — Calcare micritico con vene calcitiche, *Ophthalmididae*, *Rotalidae* e piccoli foraminiferi indeterminabili.

RB 11 (q. 991) — Calcare detritico a grana piuttosto grossolana. *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

RB 10 (q. 994) — Calcare micritico in parte dolomitizzato, attraversato da vene calcitiche. *Cuneolina* sp., *Ophthalmididae*.

RB 9 (q. 997) — Calcare micritico attraversato da vene calcitiche. *Cuneolina* sp., *Rotalidae*, *Ophthalmididae*, *Textularidae* e altri piccoli foraminiferi indeterminabili.

RB 8 (q. 1000) — Calcare micritico brecciato. *Miliolidae*, *Ophthalmididae*, *Verneulinidae*.

RB 7 (q. 1001) — Calcare micritico con: *Haplophragmoides* sp., *Miliolidae*, *Rotalidae*, *Ophthalmididae*, *Verneulinidae*, *Textularidae*.

RB 5 (q. 1004) — Calcare micritico fratturato. *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

RB 4 (q. 1006) — Calcare micritico in parte dolomitizzato con *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

RB 3 (q. 1008) — Calcare micritico dolomitizzato, attraversato da vene calcitiche. Rari *Ophthalmididae* e piccolissime *Rotalidae*.

RB 2 (q. 1009) — Calcare micritico in parte dolomitizzato. Rari *Ophthalmididae*.

RB 1 (q. 1010) — Calcare micritico dolomitizzato con *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, Ostracodi, piccoli *Ophthalmididae* e piccole *Rotalidae*.

Località « Verro Croce »:

VR 30 (q. 1260) — Calcare detritico a grana grossolana con cemento spatico. *Miliolidae*, *Ophthalmididae*, *Rotalidae*.

VR 29 (q. 1270) — Calcare biomicritico attraversato da vene spatiche. *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti, *Orbitolinidae*, *Miliolidae*, *Ophthalmididae*, *Textularidae*, *Verneulinidae*.

VR 28 (q. 1280) — Calcare micritico attraversato da vene calcitiche spatiche. Ostracodi e piccolissime *Rotalidae*.

VR 26 (q. 1315) — Calcare micritico molto brecciato. Valve di Ostracodi.

VR 25 (q. 1350) — Calcare micritico con vene calcitiche, in parte dolomitizzato. *Simplorbitolina* sp., *Cuneolina* sp., *Ophthalmididae*, *Textularidae*, *Miliolidae*, valve di Ostracodi, frammenti di Rudiste, *Salpingoporella* cf. *mulhbergi*.

VR 24 (q. 1360) — Calcare detritico a grana piuttosto fine con sottili vene calcitiche. *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Nezzazata simplex* Omara, *Miliolidae*, *Ophthalmididae*.

VR 23 (q. 1370) — Calcare micritico con vene calcitiche. *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Ophthalmididae*, *Miliolidae*, piccolissime *Rotalidae*, valve di Ostracodi.

VR 21 (q. 1390) — Calcare micritico. *Ophthalmididae* e abbondanti valve di Ostracodi.

VR 20 (q. 1400) — Calcare micritico parzialmente dolomitizzato. Rari *Ophthalmididae*. valve di Ostracodi.

VR 19 (q. 1410) — Calcare micritico con inclusioni di ossidi di ferro. Piccolissime *Rotalidae* e valve di Ostracodi.

VR 18 (q. 1420) — Calcare detritico a grana piuttosto grossolana. *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Ophthalmididae*, *Textularidae*, valve di Ostracodi.

VR 17 (q. 1430) — Calcare detritico a grana grossolana. *Cuneolina pavonia parva* Henson. *Ophthalmididae*.

VR 16 (q. 1440) — Calcare micritico, attraversato da vene calcitiche. *Ophthalmididae*, *Miliolidae*, piccoli Gasteropodi, frammenti di Echini, valve di Ostracodi.

VI 15 (q. 1450) — Calcare finemente detritico, fratturato. *Ophthalmididae*, piccole *Rotalidae*, frammenti di Lamellibranchi, valve di Ostracodi.

VR 14 (q. 1465) — Calcare detritico a grana grossolana, con vene calcitiche chiare. *Nezzazata* sp., *Verneulinidae*, *Ophthalmididae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

VR 13 (q. 1470) — Calcare detritico a grana grossolana con: *Cuneolina* sp., *Nummoloculina heimi* Bonet. *Textularidae*, *Ophthalmididae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

VR 12 (q. 1473) — Calcare detritico a grana fine. *Cuneolina* sp., *Ophthalmididae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

VR 11 (q. 1475) — Calcare micritico attraversato da vene calcitiche. *Ophthalmididae* e piccole *Textularidae*.

VR 10 (q. 1460) — Calcare micritico in via di dolomitizzazione. *Accordiella conica* Farinacci, *Ophthalmididae*, piccole *Rotalidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, valve di Ostracodi, frammenti di Rudiste.

VR 9 (q. 1465) — Calcare micritico in via di dolomitizzazione. *Ophthalmididae*, valve di Ostracodi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

VR 8 (q. 1470) — Calcare detritico a grana fine. *Miliolidae*, *Textularidae*, piccole *Rotalidae*, *Thaumatoporella parvovesciulifera* Raineri.

VR 7 (q. 1480) — Dolosparite con vene calcitiche. *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

VR 5 (q. 1490) — Calcare detritico intensamente fratturato, con inizio di dolomitizzazione. Piccole *Rotalidae*, *Textularidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, frammenti di Rudiste.

VR 4 (q. 1500) — Calcare micritico con intraclasti. *Accordiella conica* Farinacci, *Ophthalmididae*, piccole *Rotalidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, frammenti di Rudiste.

VR 3 (q. 1510) — Calcare micritico con intraclasti. Lituolide indeterminato, rari *Ophthalmididae*.

VR 2 (q. 1520) — Calcare micritico con vene spatiche. *Accordiella conica* Farinacci, *Textularidae*, piccole *Rotalidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, valve di Ostracodi.

VR 1 (q. 1530) — Calcare micritico con vene di calcite spatica. *Rotalidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, valve di Ostracodi.

Località « *La Bannera* »:

R 1 (q. 1120) — Calcare biomicritico con numerosi piccoli intraclasti. *Haplophragmium* sp., *Ophthalmididae*, *Miliolidae*, rare *Textularidae*, *Actinoporella podolica* Alth.

R 2 (q. 1135) — Calcare biomicritico attraversato da venule calcitiche spatiche; sono presenti zone con ooliti in cemento spatico chiaro. *Cuneolina* sp., *Ophthalmididae*, *Textularidae*, *Salpingoporella* sp., *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Boueina* sp., Coproliti.

R 3 (q. 1150) — Calcare dolomitico attraversato da venule di calcite spatica, in più punti alterato da inclusioni di ossidi di ferro. *Cuneolina* sp., *Textularidae*, *Salpingoporella* sp.

R 4 (q. 1160) — Calcare detritico a grana grossolana. *Pseudolituonella* cf. *reicheli*, *Haplophragmoides* sp., *Ophthalmididae*, *Milioliolidae*, *Textularidae*, *Lituolidae*, *Salpingoporella* sp.; piccoli Coralli e frammenti di Lamellibranchi.

R 5 (q. 1170) — Calcare micritico con intraclasti. *Orbitolina* sp., *Munieria baconica* Deeke, numerosissime spicole di Spugne e piccoli Gasteropodi.

R 6 (q. 1190) — Calcare micritico con intraclasti attraversato da sottili vene calcitiche. *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti, *Haplophragmoides* sp., *Orbitolinidae*, *Miliolidae*, *Verneulinidae*, piccole *Rotalidae*.

R 7 (q. 1200) — Calcare micritico. *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti, *Haplophragmoides* sp., *Coskinolina* sp., *Miliolidae*, *Textularidae*, piccole *Rotalidae*.

R 8 (q. 1210) — Calcare detritico a grana grossolana. *Coskinolina* sp. *Ophthalmididae*, *Miliolidae*, *Textularidae* e Alghe.

R 9 (q. 1230) — Calcare micritico fratturato. *Cuneolina* sp., *Coskinolina* sp., *Ophthalmididae*.

R 10 (q. 1230) — Calcare detritico a grana piuttosto grossolana. *Coskinolina* sp., *Miliolidae*.

R 11 (q. 1240) — Calcare micritico notevolmente fratturato e attraversato da vene calcitiche chiare. *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Ophthalmididae*, piccoli *Miliolidae*, valve di Ostracodi.

R 12 (q. 1270) — Calcare micritico in parte dolomitizzato con vale di Ostracodi.

R 13 (q. 1320) — Calcare micritico in parte dolomitizzato. Privo di fossili.

R 14 (q. 1340) — Calcare biomicritico con vene calcitiche chiare. *Cisalveolina fallax* Reichel, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Praerhapydionina murgiana* Crescenti, *Miliolidae*, Coralli, piccoli Gasteropodi, radioli di Echini.

R 15 (q. 1360) — Calcare micritico con valve di Ostracodi.

R 16 (q. 1370) — Calcare detritico a grana fine. *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Cuneolina* sp., *Ophthalmididae*, piccole *Rotalidae*.

R 17 (q. 1400) — Calcare micritico. *Lituola* sp.

R 18 (q. 1430) — Calcare micritico con intraclasti, attraversato da vene calcitiche chiare. *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Ophthalmididae*, *Miliolidae*, valve di Ostracodi.

R 19 (q. 1460) — Calcare detritico a grana piuttosto grossolana. *Cuneolina* sp., *Nezzazata* sp., *Rotalidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, e frammenti di Rudiste.

R 20 (q. 1520) — Calcare micritico dolomitizzato. *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

R 21 (q. 1530) — Calcare detritico parzialmente dolomitizzato. *Dicyclina sclumbergeri* Munier-Chalmas, *Miliolidae*, piccole *Rotalidae*, grossi frammenti di Rudiste.

R 22 (q. 1550) — Calcare micritico. *Accordiella conica* Farinacci, *Miliolidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri (molto abbondante), frammenti di Rudiste.

R 23 (q. 1590) — Calcare detritico a grana fine. *Accordiella conica* Farinacci, numerose piccole *Rotalidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Characeae*.

R 24 (q. 1600) — Calcare micritico. *Ophthalmididae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, valve di Ostracodi.

R 25 (q. 1620) — Calcare micritico con intraclasti. *Ophthalmididae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, frammenti di Rudiste.

R 26 (q. 1690) — Calcare micritico con intraclasti, attraversato da vene calcitiche rosso-brunastre, per alterazione da ossidi di ferro. *Ophthalmididae*, valve di Ostracodi.

R 27 (q. 1695) — Calcare micritico. Valve di Ostracodi.

R 28 (q. 1700) — Calcare micritico. Piccole *Rotalidae*, valve di Ostracodi, *Characeae*.

Considerazioni crono-stratigrafiche.

Come ho accennato, lo studio delle microfaune, con l'ausilio di quello delle microfacies, ha permesso di stabilire la presenza al M. Raparo di due serie ben distinguibili: la « Serie calcareo-silico-marnosa » e la « Serie carbonatica ».

I termini della prima serie sono cronologicamente più antichi rispetto a quelli della seconda e passano dal Trias superiore a livelli di età giurassica non ben precisata.

Nella località « Tornatore », dove appunto è rappresentata la prima serie, a q. 890 affiora un calcare grigio, compatto, a grana molto fine (campione R 29), che contiene Radiolari e frammenti di *Halobia* sp. . Questo calcare, come quelli affioranti a q. 918 (campione R 31), a q. 920 (campione R 32) e a q. 921 (campione RB 42), per la presenza di *Halobia* sp., possono essere riferiti al Trias e (tenendo conto delle microfacies) più propriamente al Carnico. Il calcare è in tutto identico a quelli della Serie calcareo-silico-marnosa di Pignola e di Abriola (Potenza) già attribuiti al Carnico (Luperto, 1961) e a quelli, pure riferiti a quest'età, di altre zone dell'Appennino meridionale (Scandone e De Capoa, 1966).

Seguono in alto calcari con Radiolari, che si alternano a calcari più o meno selciferi, privi di fossili. Particolarmente interessante si è rivelato il campione raccolto a q. 941 (campione RB 34), che è una breccia calcarea monogenica, i cui elementi, piuttosto grossolani, contengono ancora frammenti di *Halobia*. Infine, i campioni prelevati dalla q. 947 (campione RB 31) fino alla q. 968 (campione RB 21), indicano un'alternanza di calcari fortemente selciferi con più frequenti scisti silicei (e in alcuni punti con veri e propri diaspri). Tutti questi campioni sono generalmente privi di fossili e solo in quelli di calcare selcifero è possibile rinvenire Radiolari. La datazione è quindi soltanto suggerita dalle microfacies, risultate

identiche a quelle di altri campioni di serie già studiate (LUPERTO, 1961).

Il complesso degli Scisti silicei è stato comunque attribuito al Giurassico s. l.

A q. 970 (campione RB 20) si hanno microbrecce di frizione, alle quali fanno seguito, verso l'alto, i calcari organogeni del Cretaceo inferiore, verosimilmente attribuibili alla Serie carbonatica.

I termini della Serie carbonatica sono bene esposti nelle due località « La Bannera » e « Verro Croce ». Tutti sono riferibili al Cretaceo e più precisamente rappresentano con continuità i piani dall'Aptiano al Senoniano inferiore.

A « La Bannera » il campione R 1 (q. 1120) contiene *Actinoporella podolica* Alth.

Il campione R 2, raccolto a q. 1135, contiene un'associazione abbastanza tipica: *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Salpingoporella* sp., *Boueina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Cuneolina* sp. (individui molto piccoli e con caratteristiche generiche primitive) *Miliolidae*, *Ophthalmididae*, *Textularidae* e coproliti.

La stessa associazione si trova nel campione R 4 (q. 1160).

I fossili rinvenuti testimoniano la presenza del Cretaceo inferiore e più propriamente dell'Aptiano. La *Salpingoporella dinarica* Radoicic è infatti ritenuta il fossile più caratteristico di questo piano.

Tipica, fra l'altro, è l'associazione osservata con *Haplophragmoides* sp. Come è noto le specie di questo genere (delle quali per altro non è mai possibile la determinazione, in uno studio condotto su sezioni sottili non orientate) sono effettivamente assai diffuse nella biozona a *Salpingoporella dinarica.*

Nel campione R 5 (q. 1.170) sono presenti numerose Orbitoline. La determinazione specifica di queste non è possibile; esse sono tuttavia da comprendersi tra le forme del gruppo *Orbitolina conoidea-Orbitolina discoidea*, che secondo HENSON (1948) possono essere riferite all'Aptiano terminale - Albiano.

La presenza dell'Aptiano superiore - Albiano resta confermata dal ritrovamento, nei campioni R 6 (q. 1190) ed R 7 (q. 1200) di *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti, in associazione con *Haplophragmoides* sp., *Coskinolina* sp., *Miliolidae*, *Ophthalmididae*, *Textularidae.*

Cuneolina laurentii, ritenuta generalmente limitata all'Aptiano (SARTONI e CRESCENTI, 1962), sembra oggi da considerarsi riferibile all'Aptiano - Albiano medio, essendo stata rinvenuta da COLACICCHI

(1964) sopra all'orizzonte a *Ticinella* ed *Edbergella*, riferibile appunto all'Albiano medio.

Il campione R 8, prelevato a q. 1210, è un calcare ad alghe. Di queste ultime, che pure si sono mostrate molto interessanti, non si è potuta compiere una determinazione certa, essendo i talli sempre frammentati e tagliati secondo direzioni casuali. Queste alghe verranno ulteriormente studiate, al fine soprattutto di poter accertare le analogie con alghe già ben conosciute e presenti in altre serie calcaree simili a quella del M. Raparo.

I campioni R 9 e R 10 (q. 1230) hanno rivelato la presenza di *Orbitolinidae* e particolarmente di *Coskinolina* sp. in associazione con *Cuneolina* sp., *Ophthalmididae* e *Textularidae*. Queste *Orbitolinidae* di difficile determinazione specifica sono diffuse, da quanto si può rilevare dallo studio di altre serie calcaree, (Radoicic, 1960; Sartoni e Crescenti, 1962; Sartoni e Colalongo, 1964; Colacicchi, 1964), in calcari attribuibili all'Albiano superiore e al Cenomaniano s. l.

Il campione R 11 (q. 1.240) mostra la presenza molto frequente di *Cuneolina pavonia parva* Henson in associazione con *Ophthalmididae*, piccoli *Miliolidae*, *Textularidae*. *Cuneolina pavonia parva* Henson, la cui presenza segnerebbe l'inizio dell'Albiano (Sartoni e Crescenti, 1962) è maggiormente diffusa nell'Albiano superiore e nel Cenomaniano.

Nel campione R 14 (q. 1340) è presente l'associazione *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Cisalveolina fallax* Reichel, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Praeraphydionina murgiana* Crescenti e inoltre: *Miliolidae*, piccoli Gasteropodi, radioli di Echinidi e frammenti di Coralli.

L'associazione è tipica del Cenomaniano superiore ed è stata rinvenuta nei livelli di questa età in tutte le serie calcaree dell'Appennino meridionale che sono state studiate.

Infine, nel campione R 22 (q. 1550) si osserva la presenza di *Accordiella conica* Farinacci in associazione con *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri (molto abbondante), *Miliolidae* e frammenti di Rudiste. La presenza del Senoniano resta quindi confermata dalla esistenza di *Accordiella conica* Farinacci (che si ritiene propria del Coniaciano-Santoniano) e dall'abbondanza di *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, i cui individui hanno tallo ben sviluppato.

La serie si chiude infine con campioni con abbondanti Oftal-

mididi, piccolissime Rotalidi, valve di Ostracodi e Caracee (in special modo, nel campione R 28, q. 1.700).

Le stesse considerazioni possono farsi per la serie dei campioni prelevati in località « Verro Croce ».

Appare quindi attendibile il riferimento dei terreni della locale « Serie carbonatica » al Cretaceo e più precisamente all'Aptiano-Senoniano.

Risultati paleontologici.

Nelle sezioni sottili dei campioni esaminati sono stati riconosciuti Foraminiferi, Radiolari, valve di Ostracodi, frammenti di Coralli, frammenti di Lamellibranchi (specialmente di *Halobia* sp., e di Rudiste), resti di Echinodermi e Alghe.

La « Serie calcareo-silico-marnosa » mostra nel termine più basso frequenti Radiolari e valve di *Halobia* sp., mentre nel termine sovrastante contiene esclusivamente Radiolari.

Nella « Serie carbonatica » sono invece particolarmente diffuse le Alghe e i Foraminiferi. Nel materiale esaminato di questa seconda serie sono state riconosciute forme appartenenti a 13 famiglie: *Lituolidae*, *Ataxophragmiidae*, *Pavonitidae*, *Dicyclinidae*, *Orbitolinidae*, *Miliolidae*, *Barkerinidae*, *Soritidae*, *Alveolinidae*, *Ophthalmididae*, *Textularidae*, *Verneulinidae*, *Rotalidae*.

Di queste famiglie, tre sono rappresentate da più di un genere.

È stata determinata con certezza la presenza di 13 generi complessivamente: *Haplophragmoides*, *Lituola*, *Cuneolina*, *Pseudolituonella*, *Accordiella*, *Coskinolina*, *Dicyclina*, *Orbitolina*, *Simplorbitolina*, *Nummoloculina*, *Nezzazata*, *Praerhapydionina*, *Cisalveolina*.

Sono state riconosciute con certezza solo 9 specie. Non si son potute compiere altre determinazioni specifiche, dato che dalle sezioni esaminate non erano rilevabili tutti gli elementi necessari.

Sono state osservati anche foraminiferi dei quali non è stato possibile determinare con certezza il genere, nonché una forma non ancora conosciuta, della quale però non si sono potute condurre osservazioni dettagliate.

Paleoecologia.

Negli strati inferiori della Serie calcareo-silico-marnosa, campionata in località « Tornatore », le rocce esaminate sono costituite da calcari a grana fine (micriti), con Lamellibranchi di mare profondo

e con abbondanti Radiolari; nei termini sovrastanti si notano invece, in particolare, calcari argillosi, scisti argilloso-silicei con Radiolari e, al tetto, scisti silicei con tracce di Radiolari.

Le osservazioni sedimentologiche e faunistiche fanno pensare ad un ambiente relativamente profondo, piuttosto lontano dalla costa. Il progressivo abbassamento del fondo e il conseguente aumento della profondità delle acque dovettero corrispondere con la formazione degli scisti silicei.

Nella Serie carbonatica la roccia è in genere un calcare a grana fine (micrite) con intraclasti di dimensioni variabili. Sono però presenti intercalazioni di calcari detritici a grana variabile, da fine a leggermente grossolana, nonché di calcari dolomitizzati.

In alcuni livelli della parte più bassa della serie si ha abbondanza di Alghe; in altri si rinvengono frequentemente Oftalmididi e Ostracodi, ritenuti caratteristici di acque salmastre; infine, nella parte più alta della serie, dove i calcari diventano massicci, sono presenti le Rudiste.

L'ambiente di sedimentazione era all'inizio probabilmente neritico, piuttosto lontano dalla costa, con acque temperato-calde, soggette a variazioni di livello ma sempre piuttosto basse (si vedano in proposito le associazioni faunistiche). Di tanto in tanto l'ambiente diventava salmastro (in alcuni campioni, è possibile osservare infatti un notevole impoverimento della microfauna, che resta rappresentata solo da piccoli Oftalmididi e da Ostracodi); in seguito si è fatto decisamente neritico e caratterizzato da acque più profonde, sempre temperato-calde.

Alcune determinazioni sistematiche.

Haplophragmoides sp.

Tav. 1 - fig. 1

Haplophragmoides sp., Sartoni e Crescenti, 1962, Giorn. di Geol., vol. 29, ser. 2, pag. 272, tav. 25, fig. 1 e tav. 46, figg. 7 e 8

Descrizione. — Individui di piccole dimensioni con guscio involuto, formato da camere avvolte a spirale piana per due o tre giri, l'ultimo dei quali con 10 camere. Parete calcarea a struttura microgranulare. La parete e i setti hanno notevole spessore. Apertura a fessura, interiomarginale.

Osservazioni. — Poiché gli esemplari sono sempre osservati in sezioni non opportunamente orientate, non si può procedere

alla determinazione della specie. Forse nemmeno la determinazione generica può considerarsi certa. Per alcuni caratteri, come l'avvolgimento, sempre involuto del guscio (come si osserva nelle sezioni sottili), si potrebbe infatti pensare a forme appartenenti al genere *Trochamminoides*, più che al genere *Haplophragmoides*.

Di per sé questo foraminifero appare del tutto banale: si è constatato però che esso è particolarmente diffuso in campioni attribuibili al Barremiano - Albiano, specialmente in associazione con *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti e *Salpingoporella dinarica* Radoicic.

Diffusione della specie. — Questo foraminifero, in associazione con *Cuneolina camposauri* Sartoni e Crescenti e con *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti, è stato rinvenuto in livelli attribuibili al Barremiano-Aptiano-Albiano inferiore di molte serie calcaree dell'Appennino meridionale: serie di M. Erbano, di M. Cigno, di La Pizzuta, di Camposauro, di M. Alburno, di M. Forloso, ecc. (Sartoni e Crescenti, 1962).

Cuneolina laurentii Sartoni e Crescenti

Cuneolina laurentii Sartoni e Crescenti, 1962, Giorn. di Geol., vol. 29, ser. 2, pag. 277, tav. 48, figg. 7 e 8 e tav. 49, figg. 1 e 3.

Osservazioni. — Sono stati rinvenuti alcuni individui molto più piccoli di quelli descritti da Sartoni e Crescenti.

In alcune sezioni longitudinali assiali è possibile rilevare una notevole irregolarità nel numero e nello spessore dei setti secondari, che sono completamente assenti in certe camere.

Gli ispessimenti dei setti primari, sempre abbastanza evidenti, sono molto variabili.

La forma viene sempre descritta insieme a *C. camposauri* Sartoni e Crescenti. Quest'ultima specie non è stata però rinvenuta nelle sezioni sottili esaminate.

Diffusione della specie. — La specie stessa, che veniva considerata (Sartoni e Crescenti, 1962) comune nel Barremiano-Aptiano e rara già all'inizio dell'Albiano, è stata invece rinvenuta fin nell'Albiano medio-superiore (Colacicchi, 1964).

Pseudolituonella reicheli Marie

Pseudolituonella reicheli, Marie, 1954, Congr. Geol. Int., sec. 13, fasc. 15, p. 117, fig. 2 nel testo.
— Reiss, 1959, Revue de Micropal., vol. 2, n. 2, p. 95, tav. 1, figg. 1-2 e 17.
— Tedeschi e Papetti, 1964, Revue de Micropal., vol. 7, n. 3, pag. 183, tav. 1, figg. 1-15.

Osservazioni. — Gli individui sono sempre di dimensioni ridotte rispetto a quelli tipici.

È sempre visibile lo stadio iniziale del guscio con camere avvolte a spirale; risultano invece sempre poco evidenti le strutture interne.

Diffusione della specie. — Questa forma, ritenuta comunemente tipica del Cenomaniano e raramente rappresentata nel Turoniano, è stata citata recentemente (Tedeschi e Papetti, 1964) in sedimenti dell'Eocene medio della Libia.

Accordiella conica Farinacci

Accordiella conica, Farinacci, 1962, Geologica Romana, vol. 1, pag. 5, tavv. 1-5.

Osservazioni. — Gli individui rinvenuti sono piccoli e piuttosto scarsi. Non si sono mai osservate sezioni basali.

Diffusione della specie. — La specie, che veniva generalmente attribuita al Coniaciano-Santoniano, persiste fino a tutto il Senoniano superiore (Farinacci e Radoicic, 1964 e Torre, 1965).

Dicyclina schlumbergeri Munier-Chalmas

Dicyclina schlumbergeri, Munier-Chalmas, 1887, C.R. Som. Soc. Geol. Franc., n. 77, pagg. XXXI.
— Sartoni e Crescenti, 1962, Giorn. di Geol., vol. 29, ser. 2, pag. 279, tav. 42, fig. 8.

Osservazioni. — Gli individui più grandi e più completamente sviluppati si rinvengono numerosi nei campioni con *Cisalveolina fallax* Reichel. Negli altri campioni, nei quali sono presenti, essi hanno sempre dimensioni più o meno ridotte e sono piuttosto scarsi.

Diffusione della specie. — La specie ha larga diffusione stratigrafica, dal Cenomaniano superiore a tutto il Santoniano nel bacino del Mediterraneo.

Nummoloculina heimi Bonet

Nummoloculina heimi, Bonet, 1956, Ass. Mexicana Geol. Petr. Boll., vol. 8, n. 7-8, pag. 402, tavv. 3-4.
— Coskin e Coskin, 1958, Microp., vol. 4, pag. 252, tav. I, figg. 1-10, 25 figg. nel testo.

Osservazioni. — Gli individui osservati sono sempre di dimensioni relativamente piccole, simili in gran parte a quelli descritti da Coskin e Coskin nell'« Edwards limestone » (Texas). Essi infatti hanno nelle forme macrosferiche, guscio con tre giri di camere: con tre camere nel primo giro, cinque nel secondo e sei nel terzo; nelle forme microsferiche, lo stadio di *Quinqueloculina* è formato da otto piccole camere.

Diffusione della specie. — La specie è stata finora osservata nell'Albiano, nel Cenomaniano e, con dubbio, nel Turoniano.

Nezzazata simplex Omara

Nezzazata simplex, Omara, 1956, Journ. of Pal., vol. 30, p. 887, tav. 102, figg. 7-13, 6 figg. nel testo.
Begia gyra, Smout, 1956, Microp., vol. 2, n. 4, pag. 340, tav. 1, figg. 1-9.

Osservazioni. — Gli esemplari a disposizione presentano grande variabilità di forme e di dimensioni. Secondo Loeblich e Tappan j1964) la specie deve essere distinta da *N. gyra* Smout, contrariamente a quanto è comunemente ammesso (v. ad es., Sartoni e Crescenti, 1962).

Diffusione della specie. — Si ritiene che la specie sia diffusa dal Cenomaniano inferiore al Turoniano inferiore in sedimenti del bacino del Mediterraneo.

Praerhapydionina murgiana Crescenti

Praerhapydionina murgiana, Crescenti, 1964, Boll. Soc. Geol. It., vol. 83, n. 1, pag. 6, tav. 1, figg. 1-4 e 7-8 e tav. 2, fig. 3.

Osservazioni. — Gli individui studiati, più piccoli di

quelli tipici, sono osservabili solo in campioni con *Cisalveolina fallax* Reichel, nei quali sono assai frequenti.

Diffusione della specie. — La specie è diffusa nel Cenomaniano superiore-Turoniano inferiore.

Bari - Istituto di Geologia e Paleontologia - Giugno 1966.

RIASSUNTO

Alcune associazioni microfaunistiche di campioni di rocce raccolti nelle serie stratigrafiche di « Tornatore », « La Bannera » e « Verro Croce », nella parte meridionale del massiccio del M. Raparo (Potenza), sono state studiate e riferite dallo autore al Mesozoico.

I campioni che presentano le dette associazioni risultano appartenere a due differenti serie (la « Serie calcareo-silico-marnosa » e la « Serie carbonatica » dello Appennino meridionale). L'autore attribuisce al Carnico e al Giura le rocce provenienti dalla Serie calcareo-silico-marnosa; al Cretaceo (Aptiano-Senoniano inferiore) quelle della parte della Serie carbonatica localmente osservabile.

Secondo Ciaranfi (1965) quest'ultima serie è tettonicamente sovrapposta alla prima. Ciò sembra confermato anche da osservazioni microscopiche compiute dall'autore di questa nota su campioni di rocce prelevati al contatto tra le due serie, che hanno mostrato la presenza di microbrecce di frizione.

SUMMARY

Some microfaunal assemblages of rocks serially gathered at « Tornatore », « La Bannera » and « Verro Croce » on the southern slope of Mt. Raparo (Potenza) have been observed and referred by the Author to the Mesozoic.

The rocks containing the microfaunal assemblages prove to belong to two different series (the so-called « Serie calcareo-silico-marnosa » and « Serie carbonatica » of the Southern Apennine).

A Triassic-Jurassci age is ascribed by the Author to the rocks which have been gathered in the former series, and a Cretaceous (Aptian-Lower Senonian) age, to the rocks belonging to the latter, which (according to Ciaranfi's opinion) tectonically overrides the « Serie carbonatica ».

The tectonic superposition seems to be confirmed by the presence of friction microbreccias, observed by the Author of this paper in the rocks belonging to the contact area betwen the above mentioned series.

ELENCO BIBLIOGRAFICO

Catenacci E., De Castro P. e Sgrosso I., 1963. *Complessi guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del Massiccio del Matese.* Mem. Soc. Geol. It., 4, pp. 20, tavv. 6, 3 figg. testo.

Ciaranfi N., 1965. *Osservazioni geologiche nel gruppo del M. Rapano (Lucania Sud-Occidentale).* Adriatica Editrice, Bari, pp. 1-17, tavv. 2.

Colacicchi R., 1964. *La facies di transizione della Marsica nord-orientale. Serie della Serra Sparvera e della Rocca di Chiarano.* Geologica Romana, 3, pp. 93-124, 17 figg., 2 tavv.

Coskin J. E. e Coskin B. M., 1956. *Nummoloculina in Lower Cretaceous of Texas and Louisiana.* Ann. Ass. Petr. Geol. Bull., **40**, n. 5, pp. 890-896, 4 figg. testo.

— 1958. *Revision of the genus Nummoloculina and emendation of Nummoloculina heimi Bonet.* Micropal., **4**, n. 2, pp. 151-156, tav. 1, figg. 1-10, 5 figg. testo.

Crescenti U., 1964. *Praerhapydionina murgiana n. sp. (Foraminifero) e Macroporella cretacica n.g.n. sp. (Alga calcarea Dasicladacea), nuovi fossili del Cretacico dell'Italia meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **88**,, n. 1, pp. 1-3, tavv. 2, figg. 1-12.

Dalbiez F., 1951. *Cuneolina hensoni, a new lowermost Cretaceous marker in Soatwestern France.* Micropal., **4**,, n. 1, pp. 97-101, tavv. 1-2.

De Lorenzo G., 1892. *Sul Trias dei dintorni di Lagonegro in Basilicata.* Acc. Sc. fis. e mat., s. 2, **5**, n. 8, pp. 1-48, 26 figg.

— 1896. *Fossili del Trias medio di Lagonegro.* Palaentographia Italica, **2**, pp. 113-148, 6 tavv.

— 1896. *Noch ein wort über die Trias des sudlichen Italiens und Siciliens.* Verh. d. Geol. Reich., n. 9, pp. 275-277.

— 1937. *Geologia dell'Italia meridionale.* Ed. Politecnica in Napoli, II ediz., 326 pp. e 143 figg.

Farinacci A., 1962. *Nuovo genere di Verneulinidae (Foraminifera), marker di zona del Senoniano inferiore.* Geologica Romana, **1**, pp. 5-9, tavv. 5, 1 fig. testo.

Farinacci A. e Radoicic R., 1964. *Correlazioni fra serie giuresi e cretaciche dello Appennino centrale e delle Dinaridi esterne.* La Ric. Scient., vol. 7, n. 2, s. 2, Roma.

Luperto E., 1962. *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza).* Palaeontographia Italica, **57**, pp. 1-9, tavv. 1-5, 1 fig. testo (1961).

Pia J., 1938. *Uber Thaumatoporella parvovesiculifera Rain. spec. und ihr Auftreten aufder Insel Naxos.* Praktika the Akad. Athenon, **13**, pp. 491-495, tavv. 2.

Praturlon A., 1964. *Calcareous algae from Jurassic-Cretaceous limestone of Central Appennines (Southern Latium-Abruzzi).* Geologica Romana, n. 1, pp. 5-17, 1 fig. testo.

Radoicic R., 1958. *Muniera baconica Deeke u Donjekrednim slojesima okoline Titograda.* Bull. Serv. Geol. Geoph. R.P. Serbie, **16**, pp. 79-86, 3 figg. testo.

— 1959. *Salpingoporella dinarica n. sp. u donjekrednim sedimentima Dinarica.* Bull. Geol. Inst. Geol. Montenegro, **3**, pp. 33-42, 2 figg. testo.

— 1960. *O malo poznatoj vrsti Thaumatoporella parvovesiculifera Rain.* Djesnik Geologjia s. A, **18**, pp. 133-140.

— 1960. *Microfacies du Cretacé et du Paleogène des Dinarides externes de Jougoslavie.* Inst. Rech. Geol. R.P. Crna Gora, Paleont. des Dinarides Journ., ser. 3, **1**, pp. 5-17, 1 fig. testo.

— 1965. *Pianella turgida n. sp. from the Cenomanian of the outer Dinarids.* Geol. Vjesnik, pp. 195-199, tavv. 5, 1 fig. testo.

Reichel M., 1933. *Sur une Alvéoline cenomanienne du Bassin du Beausset.* Ecl. Geol. Helv., **26**, n. 2, pp. 269-280, 14 figg. testo.

Reiss Z., 1957. *Occurence of Nezzazata in Israele.* Micropal., **3**, n. 2, pp. 259-261, tav. 1.

— 1958. *Classification of lamellar Foraminifera.* Micropal., **4**, n. 4, pp. 51-70, tavv. 1-5.

— 1959. *Note sur Pseudolituonella.* Rev. de Micropal., **2**, n. 2, pp. 95-98, tav. 1.

Sartoni S. e Crescenti U., 1962. *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dello Appennino meridionale.* Giornale di Geologia, ser. 2, **29** (1960-1961), pp. 161-302, 42 tavv.

Scandone P., 1963. *Stratigrafia degli scisti silicei della Lucania.* Mem. Soc. Geol. It., 4, pp. 1-9.

Scandone P. e De Capoa A., 1966. *Sulla posizione e l'età dei livelli a Daonella e ad Halobia in Lucania.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. 75, pp. 30-39, 7 tavv.

Scarsella F., 1957. *Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **76**, n. 1, pp. 53-59.

— 1957. *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch dell'Appennino centro-meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **75**, n. 3, pp. 115-137.

Tacoli L. e Zoja L., 1957. *L'età degli scisti silicei di S. Fele.* Boll. Soc. Geol. It., **76**, n. 1, pp. 36-45, 6 figg.

Tedeschi A. e Papetti G., 1964. *On the occurence of Pseudolituonella in Lybia.* Rev. de Micropal., **7**, n. 3, pp. 180-187, tavv. 2.

Torre M., 1965. *Osservazioni su Accordiella conica Farinacci (Foraminiferida).* Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. 74, pp. 261-266, 1 tav.

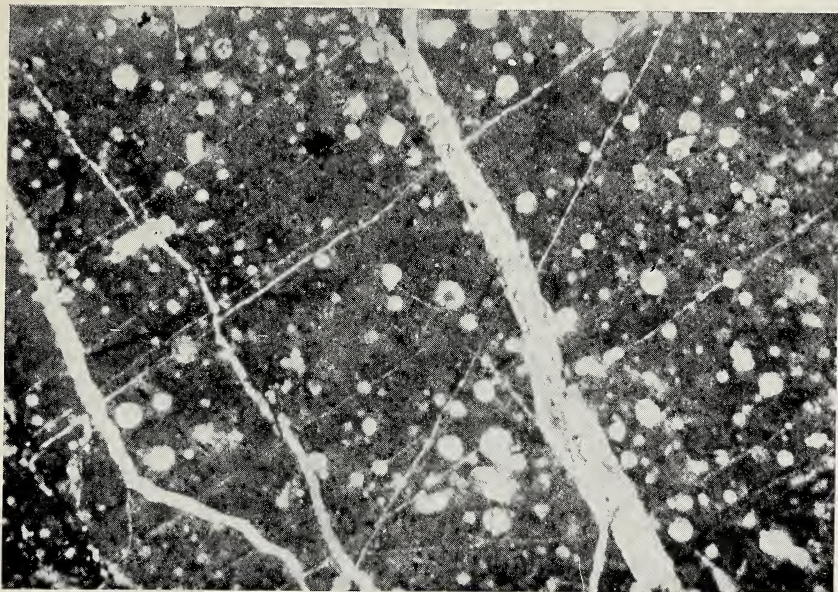


Fig. 1. — Calcare micritico con vene calcitiche con Radiolari; Serie « Tornatore », sezione sottile RB 41 a, ×25.
Carnico.



Fig. 2. — Calcare micritico con vene calcitiche con Radiolari e valve di *Halobia* sp.; Serie « Tornatore », sezione sottile RB 42 a, ×25.
Carnico.

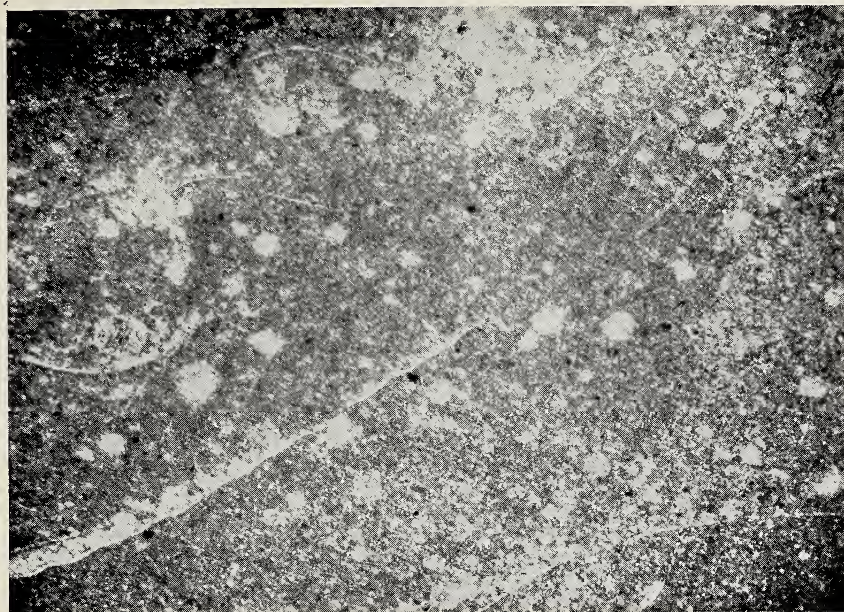


Fig. 1. — Calcare micritico con Radiolari e valve di *Halobia* sp.; Serie « Tornatore », sezione sottile RB 34 b, ×25.
Carnico.

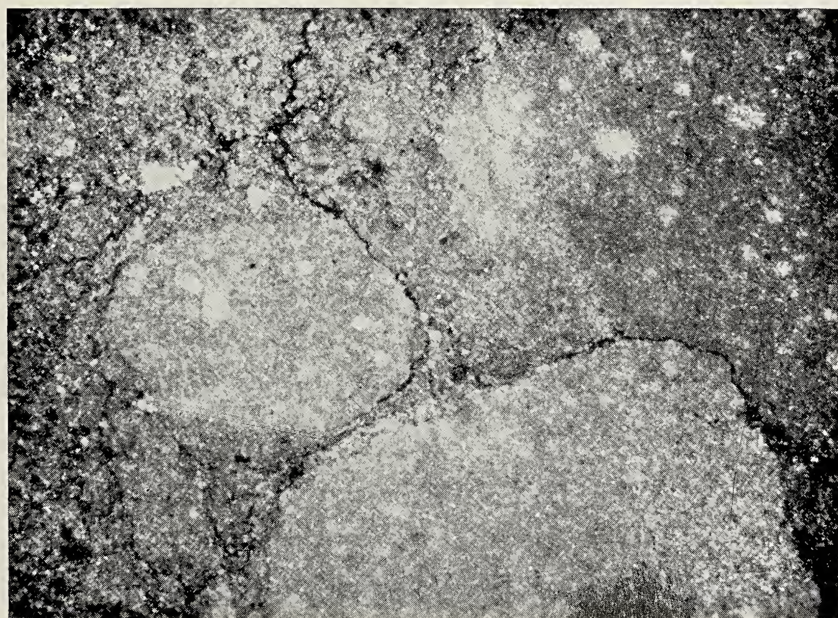


Fig. 2. — Brecciola monogenica con ciottoli di calcare micritico a Radiolari; Serie « Tornatore », sezione sottile RB 34 a, ×25.
Carnico (?).

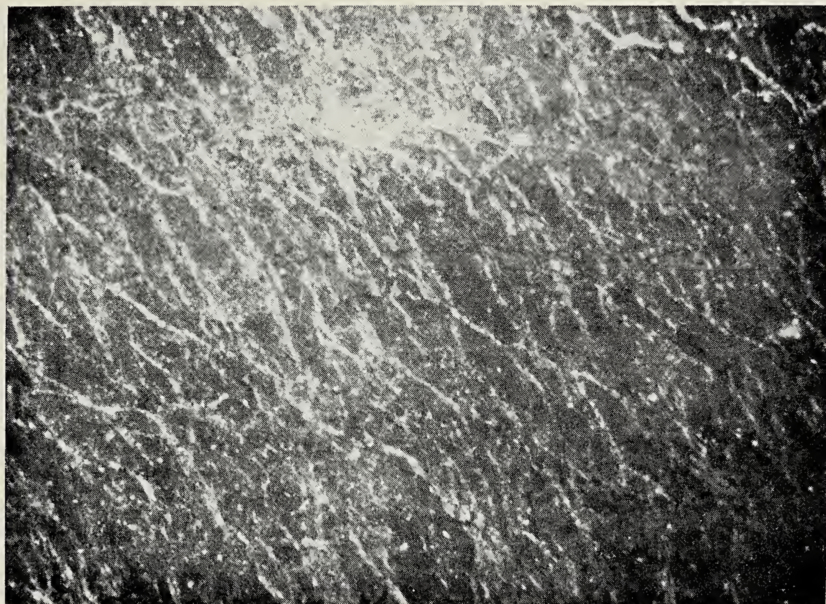


Fig. 1. — Calcare micritico con sottilissime vene calcitiche; Serie « Tornatore », sezione sottile RB 31 a, × 25.
Trias sup. - Giura (?).

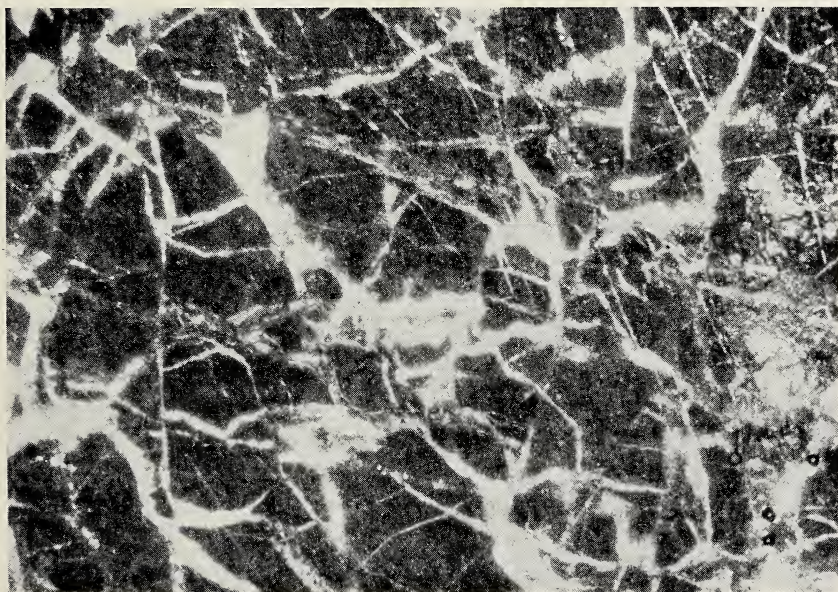


Fig. 2. — Calcare micritico fratturato con vene calcitiche; Serie « Tornatore »; sezione sottile RB 20 a, × 25.
Trias sup. - Giura (?).

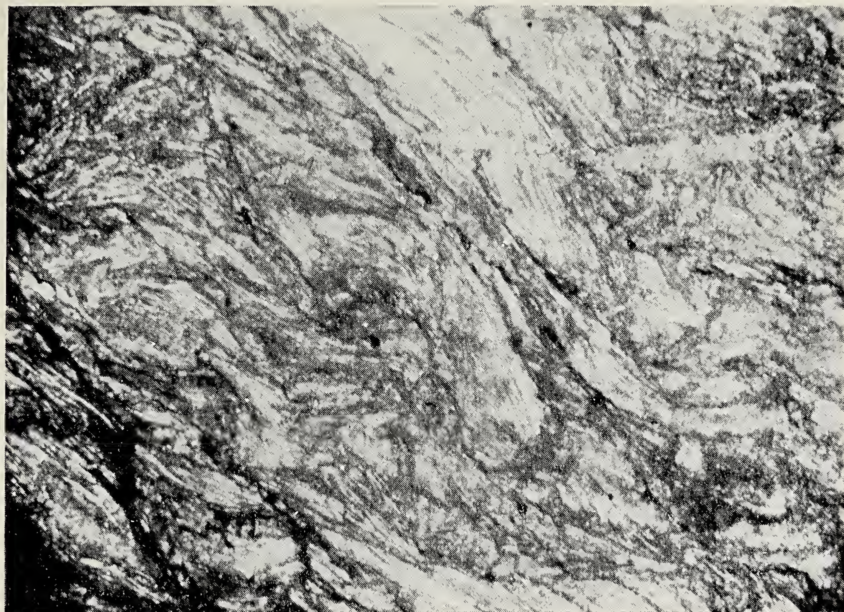


Fig. 1. — Scisto siliceo (diaspro); Serie « Tornatore », sezione sottile RB 33 b, × 25. Giurassico s. l.



Fig. 2. — Scisto siliceo; Serie « Tornatore », sezione sottile RB 21 a, × 25. Giurassico s. l.

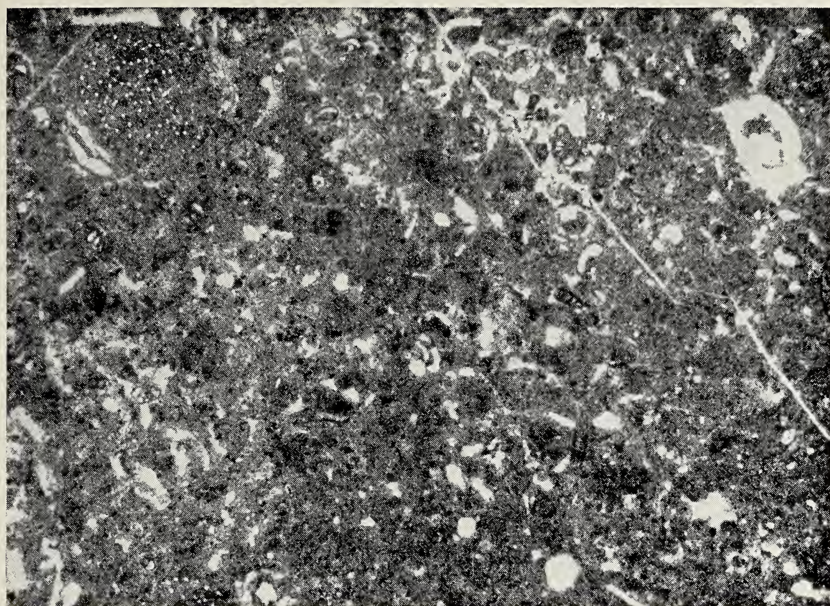


Fig. 1. — Calcare organogeno con piccole *Textularidae*, *Salpingoporella* sp., Coproliti, ecc.; Serie « La Bannera », sezione sottile R 2 b, ×25.
Aptiano.

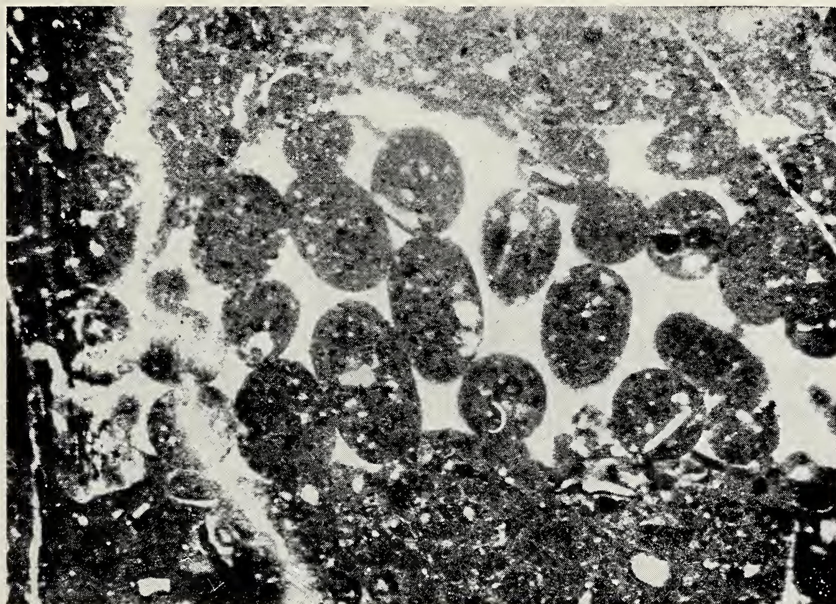


Fig. 2. — Calcare biomicritico con pseudooliti incluse in un cemento spatico; Serie « La Bannera »; sezione sottile R 2 a, ×25.
Aptiano.

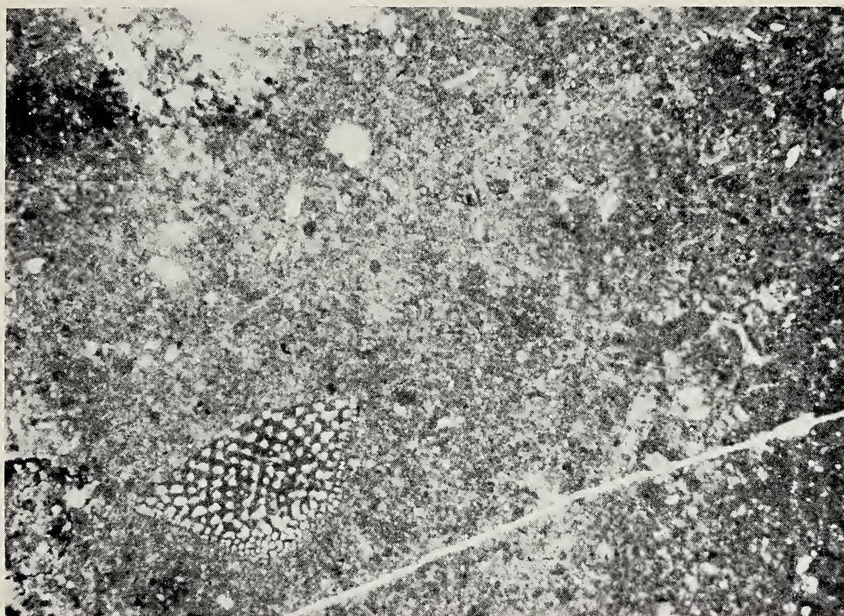


Fig. 1. — Calcare biomicritico con *Orbitolina* sp.; Serie « La Bannera », sezione sottile R 5 a, ×25.
Aptiano sup. - Albiano.

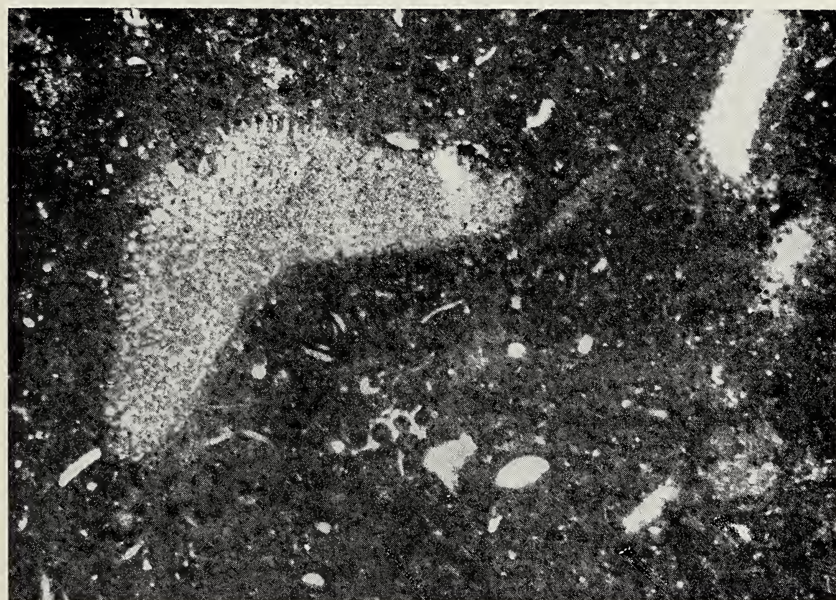


Fig. 2. — Calcare biomicritico con *Orbitolina* sp. e *Munieria baconica* Deeke; Serie « La Bannera », sezione sottile R 5 b, ×25.
Aptiano sup. - Albiano.

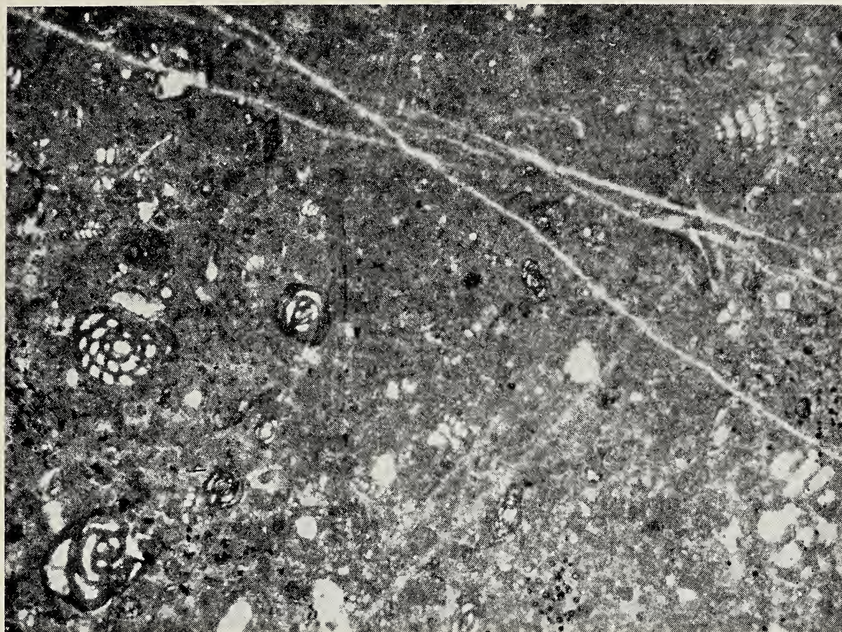


Fig. 1. — Calcare organogeno con *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti, *Haplophragmoides* sp., *Miliolidae*, *Textularidae*; Serie « La Bannera », sezione sottile R 6 a, ×25. Albiano.

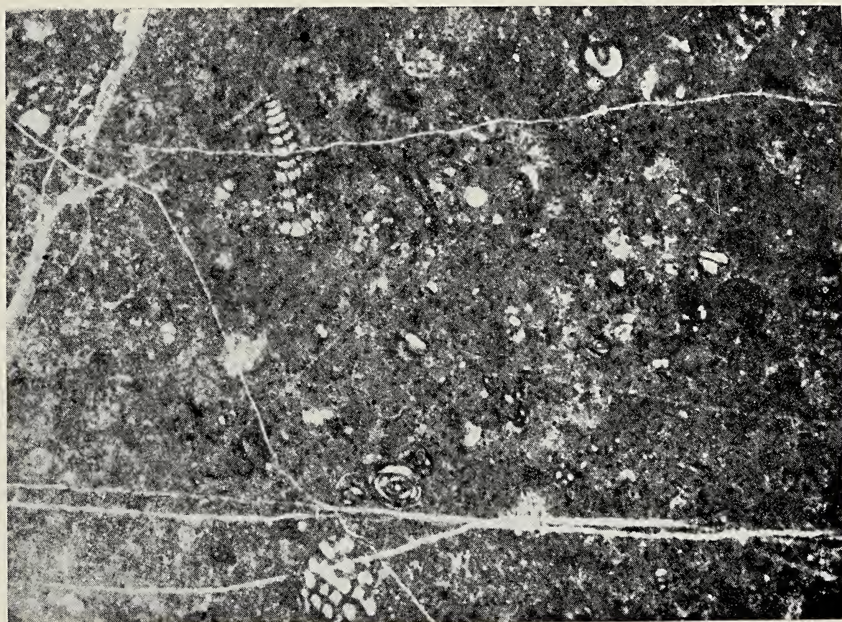


Fig. 2. — Calcare micritico attraversato da vene calcitiche chiare con *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti; *Coskinolina* sp., *Miliolidae*, ecc.; Serie « La Bannera », sezione sottile R 7 d, ×25. Albiano.

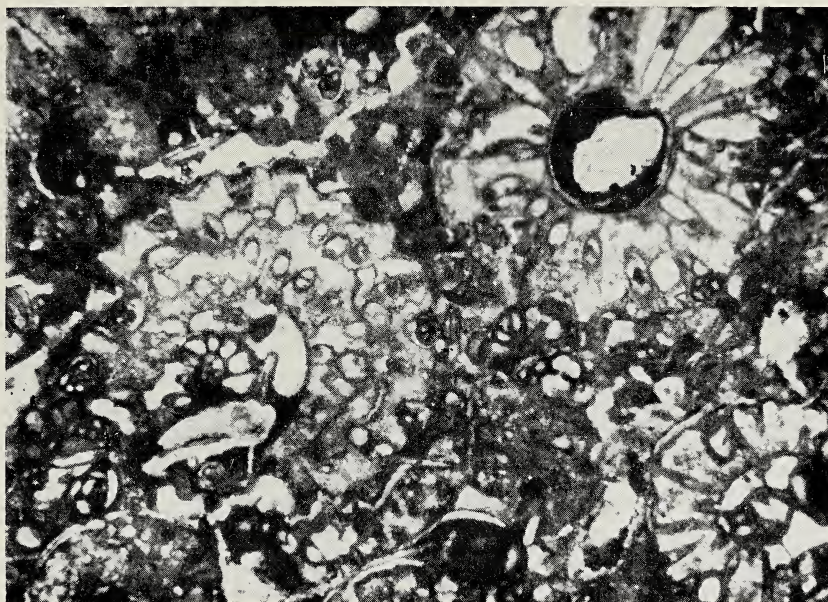


Fig. 1. — Calcare organogeno ad alghe (probabilmente *Pianella turgida* Radoicic); Serie « La Bannera », sezione sottile R 8 b, ×25.
Albiano sup. - Cenomaniano inf. (?).



Fig. 2. — Calcare organogeno ad alghe; Serie « La Bannera », sezione sottile R 8 a, ×25.
Albiano sup. - Cenomaniano inf. (?).

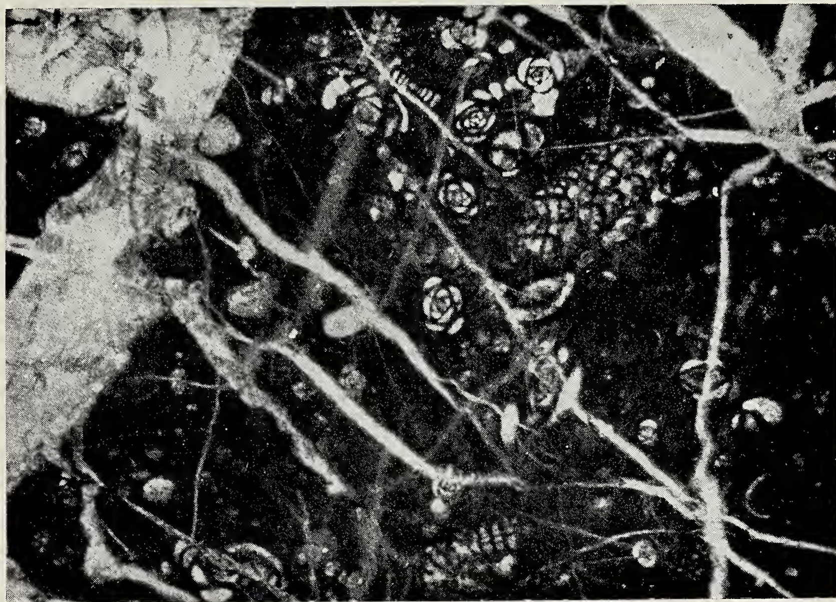


Fig. 1. — Calcare micritico fratturato e attraversato da vene calcitiche spatiche con *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Miliolidae*, valve di Ostracodi; Serie « La Bannera », sezione sottile R 11 a, ×25.
Albiano sup. - Cenomaniano inf.

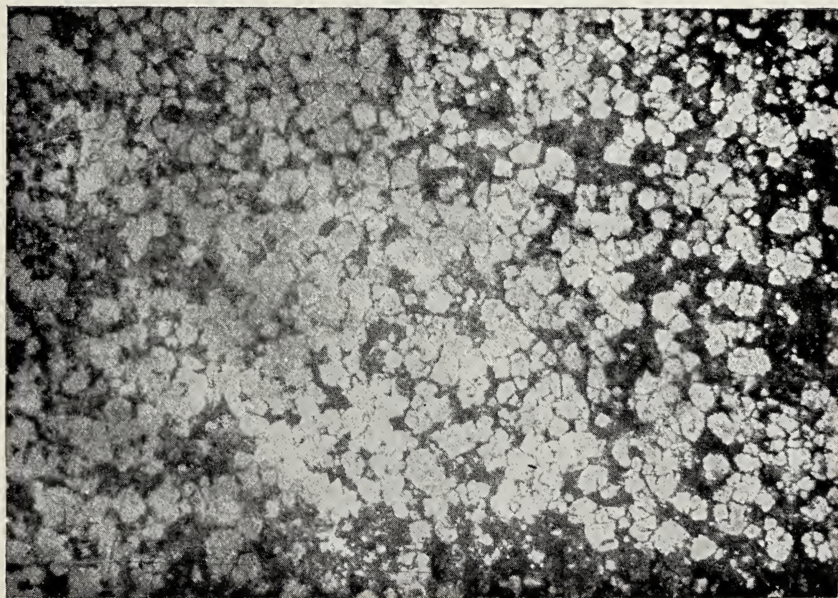


Fig. 2. — Calcare dolomitizzato; Serie « La Bannera », sezione sottile R 13 a, ×25.
Albiano sup. - Cenomaniano inf.



Fig. 1. — Calcare organogeno con *Cisalveolina fallax* Reichel, *Praerhapydionina murgiana* Crescenti, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Miliolidae;* Serie « La Bannera », sezione sottile R 14 a, ×25.
Cenomaniano sup.

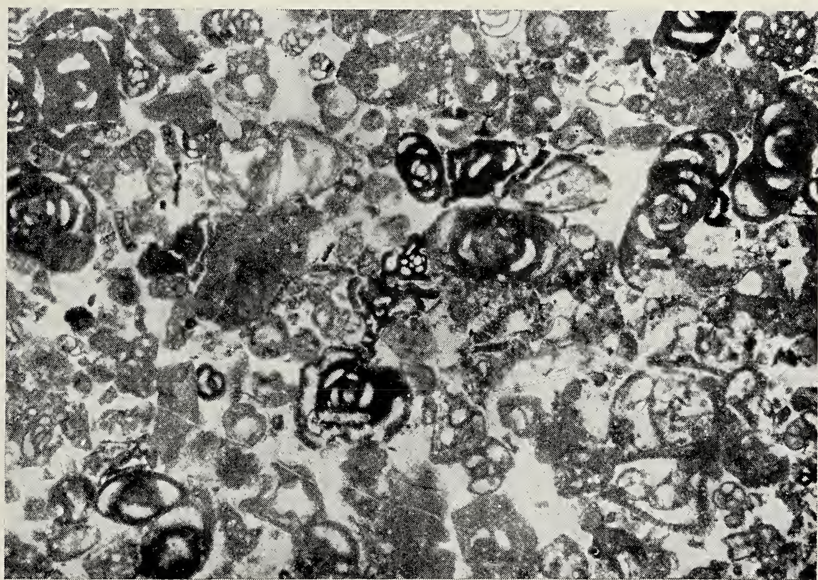


Fig. 2. — Calcare organogeno con *Nummoloculina heimi* Bonet, *Miliolidae, Verneulinidae, Textularidae;* Serie « Verro Croce », sezione sottile VR 13 b, ×25.
Cenomaniano sup.

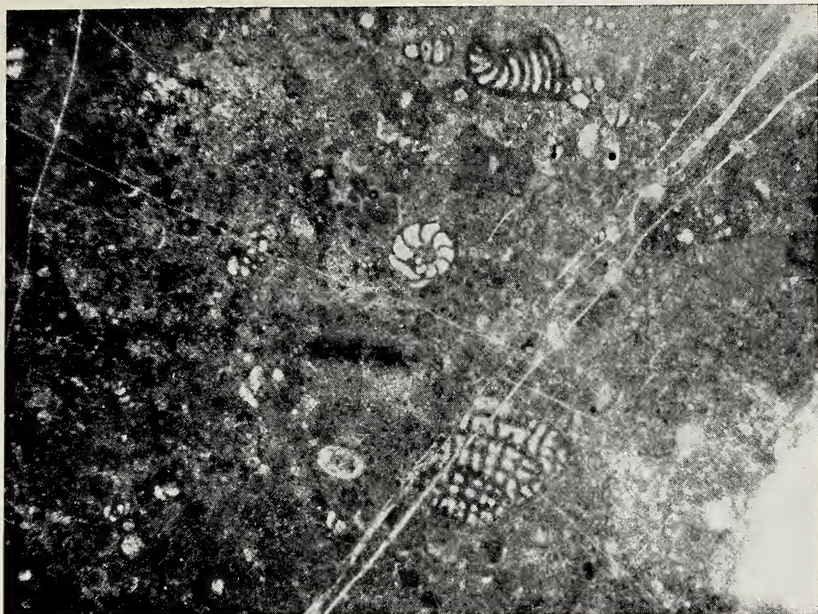


Fig. 1. — Calcare micritico con *Psuedolituonella reicheli* Marie, *Cuneolina* sp., piccoli *Miliolidae*, piccoli *Textularidae;* Serie « La Bannera », sezione sottile R 16 a, × 25.
Cenomaniano sup. - Turoniano inf.

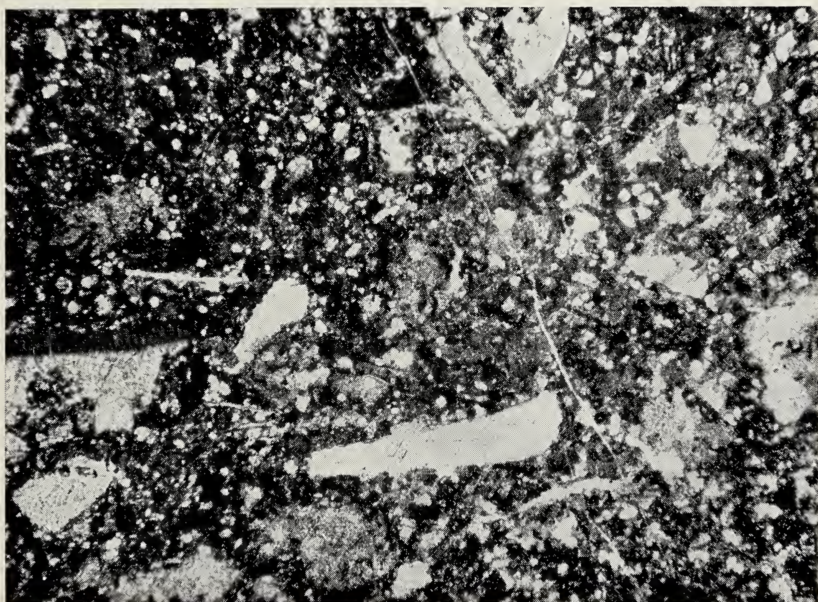


Fig. 2. — Calcare detritico con frammenti di Rudiste, piccole *Rotalidae;* Serie « La Bannera », sezione sottile R 19 b, × 25.
Turoniano.



Fig. 1. — Calcare parzialmente dolomitizzato con *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri; Serie « La Bannera », sezione sottile R 20 a, × 25.
Turoniano sup. - Senoniano inf.

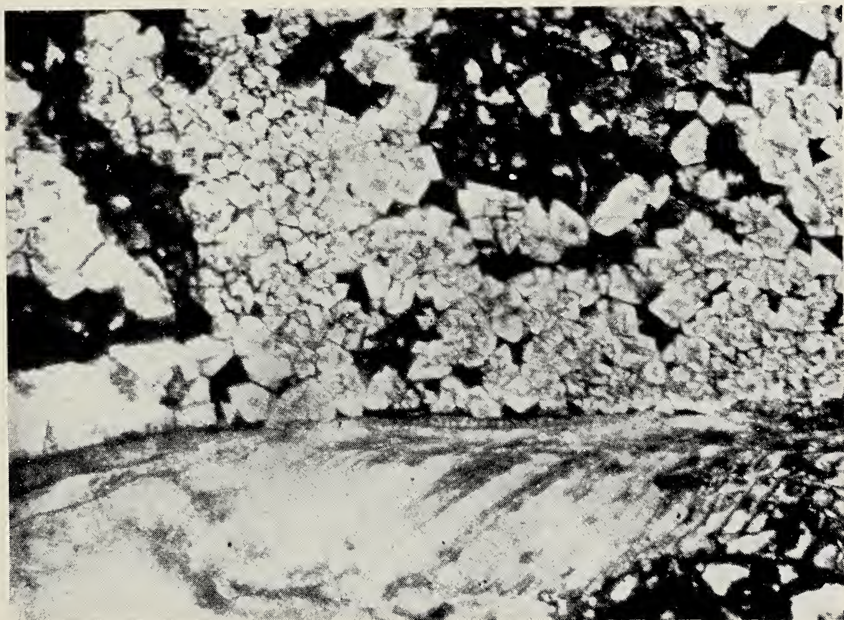


Fig. 2. — Calcare dolomitico con frammenti di Rudiste; Serie « La Bannera », sezione sottili R 20 a, × 25.
Turoniano sup. - Senoniano inf.

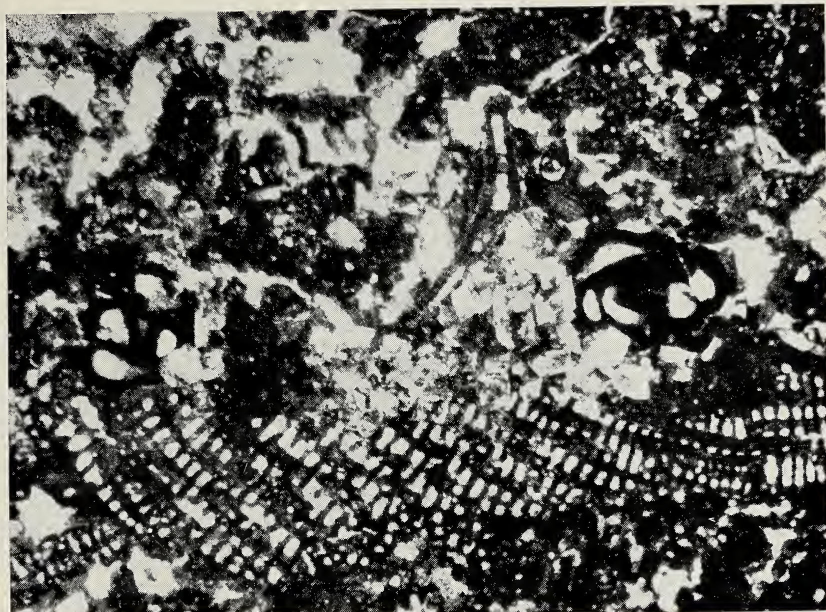


Fig. 1. — Calcare parzialmente dolomitizzato con *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Miliolidae;* Serie « La Bannera », sezione sottile R 21 c, ×25. Senoniano inf.

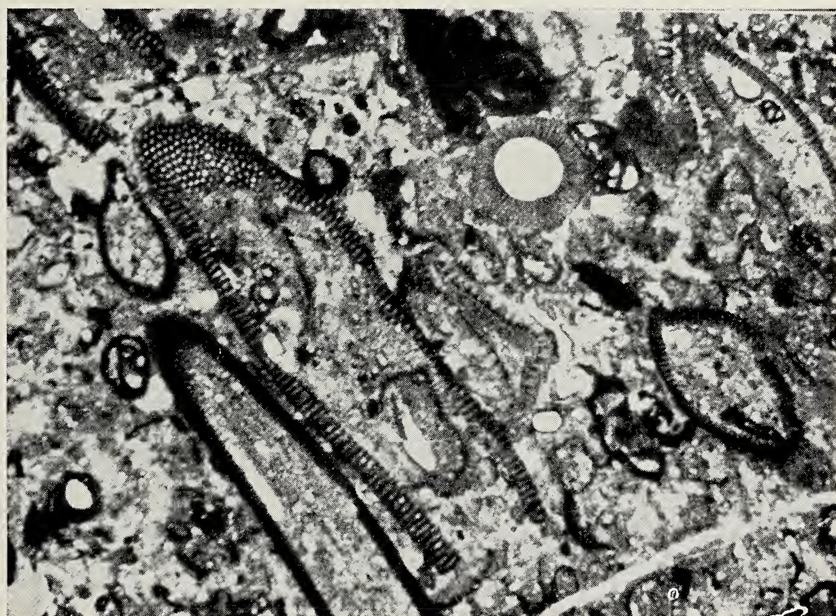


Fig. 2. — Calcare organogeno con *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri; Serie « La Bannera », sezione sottile R 22 b, ×25. Senoniano inf.



Fig. 1. — Calcare organogeno con *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri; Serie « Verro Croce », sezione sottile VR 2 c, ×25.
Senoniano inf.

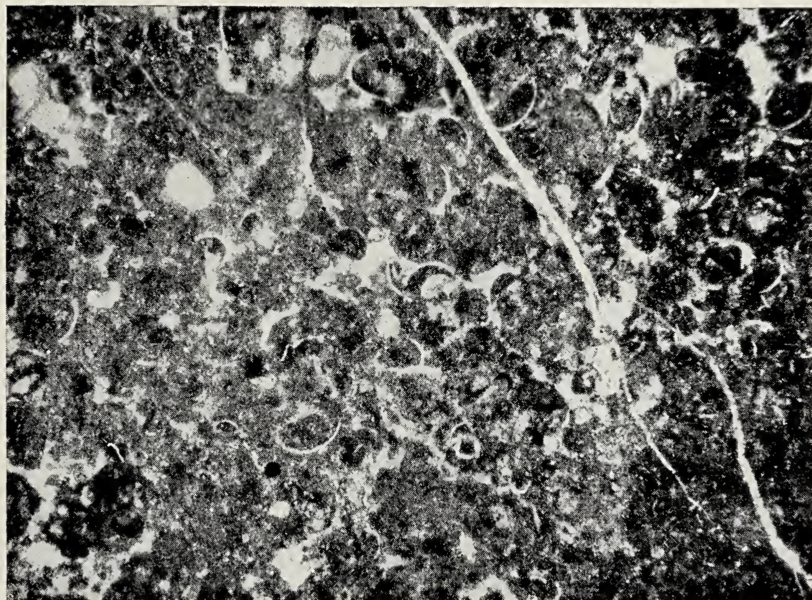


Fig. 2. — Calcare micritico ad Ostracodi; Serie « La Bannera », sezione sottile R 26 a, ×25.
Senoniano inf.

Osservazioni geologiche sui monti di Lauria (*)

Nota del Dott. GLAUCO BONARDI

(presentata dai Soci FRANCESCO SCARSELLA e PAOLO SCANDONE)

(Tornata del 24 giugno 1966)

Precedenti conoscenze

È stata presa in esame la zona compresa, nella Tavoletta 210 II SE Lauria, tra il F. Sinni, la valle di Rivello ed il Campo del Galdo e ne sono stati studiati in dettaglio i rilievi calcareo-dolomitici. Questa zona è situata tra gli affioramenti più meridionali della serie calcareo-silico-marnosa (Scandone 1961, 1963) a N; il flysch ben noto in letteratura come « argilloso-filladico » (Ippolito e Lucini 1957), « nero fillonitico » (Cotecchia 1958), « a quarziti » (Grandjacquet 1961 a, b, 1962) ad E e NE; i flysch della valle di Rivello, tra cui in parte è riconoscibile il precedente, a W; il « dominio a selce » (Grandjacquet 1961 b, 1962, 1963; Grandjacquet e Grandjacquet 1962; Civita 1964) a S.

Le prime notizie sulla zona risalgono a Bruno (1891), che segnala la presenza nell'abitato di Lauria di calcari ippuritici a contatto con argilloscisti eocenici. De Lorenzo (1895) segnala la presenza dell'Hauptdolomit nel gruppo di M. Zaccana-M. La Spina e attribuisce i calcari ad essa soprastanti al Lias inferiore e forse medio. Successivamente (1898) corregge la datazione, attribuendo questi calcari al Cretacico e ritenendoli trasgressivi sulla dolomia principale. Rico-

(*) Questa nota è il risultato di rilievi eseguiti in origine per la mia Tesi di Laurea, e proseguiti in seguito per il rilevamento della Carta Geologica d'Italia, e in parte con contributi del C. N. R., sotto la direzione scientifica del Prof. Francesco Scarsella, direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, che ringrazio. Desidero ringraziare anche il Dott. Paolo Scandone per i consigli datimi e per gli scambi d'idee che ho potuto avere con lui, anche nel corso di escursioni comuni sul terreno.

nosce inoltre il Cretacico nei monti più prossimi all'abitato di Lauria, calcolandone lo spessore in oltre 1.000 metri.

Nel Foglio 210 Lagonegro della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 vengono riportati come calcari a rudiste i terreni ad W della linea Lago Rotonda-Campo del Galdo; come dolomie triassiche i terreni ad E. I vari tipi di flysch vengono cartografati indistintamente come scisti argillosi eocenici, e la dorsale di Tempa Arena Bianca, inspiegabilmente, come « calcari dolomitici di scogliera ».

Le vedute del De Lorenzo vengono sostanzialmente riprese da Crema e Santovito (1930), in un lavoro, per altro, di geologia applicata.

Recentemente Grandjacquet (1961 b) comprende tra i massicci autoctoni i terreni calcareo-dolomitici della zona, collocandoli (Grandjacquet e Grandjacquet 1962) nel dominio a N del prolungamento dell'arco Pollino-Ciagola.

Selli (1962), pur non facendo riferimenti particolari alla zona, dato il carattere di sintesi regionale del suo lavoro, la comprende, nella carta geologica allegata, nel paleoautoctono della catena costiera.

In lavori successivi (1962, 1963), Grandjacquet modifica sostanzialmente le sue vedute, ritenendo alloctoni i Monti di Lauria e riconoscendo le prove dell'accavallamento ai « flysch del Lagonegrese » a Serra Pastorella e Serra Rotonda. Fa cenno inoltre alle dolomie di Tempa Arena Bianca (« triassico-giurassiche ») e di Castello Seluci, coronate da calcari a rudiste, considerandole masse « flottantes » sui flysch.

Stratigrafia

Premessa.

Nella zona presa in esame affiorano terreni fliscioidi e terreni della serie carbonatica. Dei primi sono già noti in letteratura: il flysch galestrino, più alto termine accertato della serie calcareo-silico-marnosa; il flysch calcareo-marnoso-arenaceo (=Formazione di Capaccio pro parte=Formazione del Bifurto, Selli 1957), legato stratigraficamente alla serie carbonatica (1). Oltre a queste due formazioni sono indivi-

(1) Nell'area esaminata gli originari rapporti stratigrafici sono cancellati in seguito a scollamento e scivolamento gravitativo.

duabili altre unità, comprese e definite come «flysch argilloso-filladico» da IPPOLITO e LUCINI (1957); « flysch nero fillonitico » da COTECCHIA (1958); « flysch a quarziti » da GRANDJACQUET (1961 a, b), la cui posizione ed età sono tuttora in corso di studio: ritengo perciò prematuro darne qui una descrizione sia pur sommaria.

Nei terreni carbonatici ho distinto i termini seguenti:

d) calcari a *Spirolina* (=Formazione di Trentinara, SELLI 1962);

c) unità calcareo-dolomitica con rudiste nella parte alta;

b) calcari a *Palaeodasycladus;*

a) dolomie bianche a *Megalodon* e *Gyroporella.*

Questi termini, ad eccezione di c) e d), non sono mai in successione, ma alle dolomie basali si sovrappongono scaglie tettoniche (2) formate tanto da calcari a *Palaeodasycladus*, quanto da calcari a rudiste e a *Spirolina*. Perciò, pur avendo preferito indicare i vari termini con denominazioni ormai di uso corrente in letteratura, è da avvertire che essi, limitati alla base o alla sommità da superfici tettoniche, corrispondono solo a porzioni delle unità omonime distinte dagli AA. (SARTONI e CRESCENTI 1959, 1962; SCARSELLA, 1961; DE CASTRO, 1962; CATENACCI, DE CASTRO e SGROSSO, 1963; D'ARGENIO e PESCATORE, 1963; PESCATORE e VALLARIO, 1963; SCANDONE e SGROSSO, 1963; VALLARIO, 1966) nella serie carbonatica dell'Appennino meridionale.

Dolomie bianche a Megalodon e Gyroporella.

I terreni più antichi affioranti sono dolomie di colore generalmente bianco, di età triassica sup. per i fossili contenuti.

Esse, interessate da un fitto reticolo di fratture e faglie generalmente a scarso rigetto, si presentano quasi ovunque in stato di intensa cataclasi. La stratificazione è spesso mal riconoscibile e le giaciture degli strati assai variabili. Nel ricostruirne la successione stratigrafica, ho tenuto conto dell'immersione generale degli strati a NE, che risulta dalla media di numerose misurazioni.

---

(2) Adotto questo termine ad indicare masse sovrascorse di modesta estensione rispetto all'autoctono relativo. La loro scarsa estensione areale è solo in parte interpretabile come conseguenza di fenomeni tettonici e morfologici successivi al sovrascorrimento: esse non sono quindi assimilabili a Klippen, o lembi di ricoprimento.

Il termine è stato usato precedentemente da IETTO (1963, 1965) per strutture analoghe.

Dal basso verso l'alto si succedono: dolomie, generalmente microcristalline, grige e bianche, raramente plumbee, stratificate, a volte straterellate, spesso fogliettate; dolomie micro- e macrocristalline bianche, con rari livelli grigi, in strati e rari banchi, a volte fogliettate, con frequenti concrezioni algali; dolomie micro- e macrocristalline bianche, raramente grige, in strati e banchi, con diplopore, tra cui *Gyroporella*, lamellibranchi, tra cui *Megalodon*, gasteropodi.

Queste dolomie affiorano estesamente ad E della faglia Lago Rotonda-Campo del Galdo di cui parlerò più diffusamente in seguito.

La parte più alta affiorante del complesso si rinviene a M. Pisco, sul versante settentrionale di M. La Spina, a Tempa Arena Bianca e M. Lanzino, ed è particolarmente ricca di fossili, gran parte in cattivo stato di conservazione. A Tempa Arena Bianca, sul versante occidentale, affiora un banco interamente costituito da modelli interni di varie forme di lamellibranchi, in massima parte megalodonti.

Lo spessore affiorante è valutabile intorno ai 700 metri.

Calcari a Palaeodasycladus.

Affiorano in un piccolo lembo sulla cima di Tempa Arena Bianca e costituiscono la vetta di M. La Spina, tettonicamente sovrapposti alle dolomie triassiche.

A Tempa Arena Bianca affiorano calcareniti e calcilutiti grige e grigio scure con chetetidi, coralli, briozoi, gasteropodi, rare ammoniti indeterminabili, forme (ostreidi e pernidi) del livello a grandi lamellibranchi spatizzati (*facies a Lithiotis* auct.) e microbiofacies formata da *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Orbitopsella praecursor* ed in associazione *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Vidalina martana*, valvulinidi ed altre forme banali.

A M. La Spina la successione affiorante al di sopra della superficie di contatto con le dolomie è formata da:

d) calcareniti e calcareniti oolitiche, generalmente povere di matrice, con rari microfossili banali;

c) marne e marne silicifere gialle e ruggine, sterili;

b) calcareniti e calcilutiti grigio scure e nerastre con *P. mediterraneus*, regolarmente alternanti a marne e marne silicifere gialle e ruggine;

a) calcilutiti e calcareniti a grana fine grige e grigio scure

con *P. mediterraneus* e forme del livello a grandi lamellibranchi spatizzati (*facies o livello a Lithiotis* auct.).

La stratificazione è sempre ben marcata da strati e rari banchi.

L'età è Lias medio-sup. e forse Dogger inferiore; lo spessore è valutabile in circa 80 metri.

Una successione simile a quella descritta può osservarsi a Passo Colla presso Maratea (3). Qui affiorano anche termini sottostanti al livello a grandi lamellibranchi spatizzati, comprendenti la biozona ad *Orbitopsella praecursor*. Al di sopra del livello a grandi lamellibranchi la serie corrisponde a quella descritta per M. La Spina, ma i livelli marnosi e marnoso-siliciferi alternanti ai calcari sono molto meno frequenti. Il livello più alto affiorante è il livello c) di M. La Spina.

Nel tratto di serie corrispondente in altre zone dell'Appennino calcareo-dolomitico meridionale mancano livelli marnoso-siliciferi e gli interstrati marnoso-argillosi presenti non raggiungono mai spessore notevole. D'altro lato la serie affiorante a Passo Colla ed ancor più quella affiorante a M. La Spina presentano analogie con quella del M. Bulgheria, dove il Lias è rappresentato da calcari con selce di colore generalmente grigio scuro con intercalazioni marnose gialle, che diventano via via più frequenti facendo passaggio ad un complesso calcareo-marnoso-silicifero con ammoniti e Rhynchonelle, la cui parte alta è costituita quasi esclusivamente da marne e marne silicifere giallastre (SCANDONE, SGROSSO e BRUNO, 1964). Probabilmente le serie descritte rappresentano il risultato di sedimentazione con caratteri intermedi tra quella prevalentemente calcarea, di piattaforma, di gran parte dell'Appennino calcareo-dolomitico meridionale e quella calcareo-marnoso-silicifera del M. Bulgheria.

Le calcareniti e calcareniti oolitiche, sovrastanti alle marne a M. La Spina, trovano riscontro sia in quelle sovrastanti agli ultimi livelli a *P. mediterraneus* in altre zone dell'Appennino meridionale, sia in quelle sovrastanti alle marne ad ammoniti al M. Bulgheria. Questi livelli hanno fornito al M. Bulgheria ed in altri luoghi *Dictyoconus* (?) *cajeuxi*.

---

(3) Ringrazio il Dott. ITALO SGROSSO per avermi segnalato questo affioramento.

Unità calcareo-dolomitica con rudiste nella parte alta.

Nella parte bassa di questa unità possono distinguersi:

c) calcari grigi e neri a rudiste s. l., con intercalazioni di dolomie e calcari dolomitici grigi e grigio chiari;

b) calcilutiti, calcareniti, a volte calciruditi, grige, grigio scure e nere, con intercalazioni di dolomie giallastre, di livelli marnoso-argillosi gialli e verdastri e di conglomerati a clasti calcarei e matrice calcareo-marnosa spesso dolomitizzata;

a) calcilutiti e calcareniti grige e grigio scure, dolomie grige e calcari dolomitici grigio scuri.

La stratificazione è ben marcata in strati di spessore medio intorno ai 50 cm. e rari banchi.

Le sezioni sottili di campioni dei livelli calcarei hanno mostrato microfacies generalmente assai povere e con scarsa varietà di forme. Nei livelli più bassi sono frequenti gli ostracodi; più in alto compaiono rare *Cuneolina*, grandi miliolidi, textularidi. I lavati delle intercalazioni marnose sono risultati sterili.

Nella parte alta la successione è costituita da calcilutiti e calcareniti a volte grossolane di colore generalmente grigio scuro o nero; scompaiono gradualmente i livelli dolomitici e conglomeratici. Le rudiste s. s. compaiono bruscamente in grande abbondanza, fino a costituire biostrome; gli individui però non raggiungono mai grandi dimensioni. Abbondano anche, ma in misura del tutto subordinata, i gasteropodi, in massima parte nerineidi. Sono presenti intercalazioni di calcareniti grige a cemento spatico ricchissime di frammenti di rudiste e piccoli gasteropodi.

La microfacies è costituita da: *Cuneolina pavonia parva*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Accordiella conica*, miliolidi, textularidi, ostracodi.

La stratificazione è sempre ben marcata da strati e banchi.

L'età è cretacica, fino al Senoniano; la potenza affiorante è di circa 750 metri.

Calcari a Spirolina.

Sui calcari cretacici trasgredisce una serie costituita da: conglomerati a clasti calcarei, generalmente extraformazionali, e matrice marnoso-argillosa rossa e verde; calcareniti e calcilutiti di colore

variabile dal grigio chiaro al grigio scuro, avana e rosate, con intercalazioni di marne e marne argillose rosse e verdastre. Nei calcari è presente una microfauna ricchissima, costituita da: grosse miliolidi, rotalidi, rotaline, piccole alveoline, *Spirolina* sp., arenacei indeterminati. Ad una trentina di metri sopra la base della formazione si rinviene un banco, la cui parte mediana è ricchissima di resti di lamellibranchi a guscio spesso, completamente spatizzato, e sezione cuoriforme. Questi fossili spiccano molto bene in rilievo sulla testata del banco stesso. La presenza di questo livello è già stata segnalata nel gruppo del Pollino da Di Stefano (1896), che lo attribuì al Cretacico superiore, ed a M. Spina da De Lorenzo (1898) che lo attribuì, dubitativamente, all'Eocene inferiore.

La stratificazione è marcata da strati e banchi, ma la successione è dovunque molto disturbata per la presenza di giunti di stratificazione paraclasici, pieghettature ed accavallamenti locali. I livelli marnosi e conglomeratici sono spesso laminati. Non è possibile precisare se questi livelli avessero in origine spessore notevole. Solo a Serra Pastorella, ad una ventina di metri sopra la superficie di trasgressione, affiora un banco, apparentemente non disturbato, di marne rosse dello spessore di circa 4 metri.

La formazione descritta è equivalente alla Formazione di Trentinara (Selli 1962) ed affiora estesamente nei Monti di Sapri ed a M. Coccovello (Selli 1962, Grandjacquet 1963). L'età è Paleocene e forse Eocene inferiore; la potenza affiorante è di circa 70 metri.

Tettonica

Nell'area studiata si possono distinguere due zone, l'una ad occidente e l'altra ad oriente di una faglia ad andamento NNW-SSE, che immerge ad WSW con rigetto superiore ai 400 metri. Questa faglia può essere seguita abbastanza bene dal Lago della Rotonda a Campo del Galdo, passando tra Castello Starsia e la Serra Destra di Tornesiello, ed alla base del versante occidentale del M. La Spina. Non è stato possibile riconoscere la sua prosecuzione a N del Lago della Rotonda; probabilmente essa si continua a S, oltre la copertura alluvionale di Campo del Galdo, passando tra M. Fossino e M. Palazzo, in quanto tra i due rilievi sono riconoscibili le condizioni strutturali che questa faglia determina.

La zona ad occidente della faglia suddetta è globalmente ribassata. Essa è interessata da un reticolo di faglie normali, riconducibili a

tre sistemi principali: il primo, molto ben marcato, NNW-SSE; gli altri due, meno ben riconoscibili, SW-NE ed E-W.

Le faglie ad andamento NNW-SSE ribassano tutte ad WSW. Ad eccezione della faglia Lago Rotonda-Campo del Galdo e di una, o verosimilmente più di una, che mette a contatto la serie carbonatica dei Monti di Lauria con i vari flysch della valle di Rivello, il rigetto di ogni singola faglia è piuttosto modesto; la media delle inclinazioni rilevate si aggira sui 70°. Le faglie riconducibili agli altri sistemi hanno generalmente immersione nei quadranti meridionali, rigetto ed inclinazione assai variabili.

Queste faglie determinano nella zona occidentale strutture monoclinaliche con immersione generale degli strati nei quadranti settentrionali. Carattere pressocchè costante di queste strutture è l'aumento della inclinazione degli strati man mano che si procede verso la parte stratigraficamente più alta della serie, cioè verso il piede a franapoggio delle monoclinali, con tendenza alla verticalità ed al rovesciamento. La variazione dell'inclinazione si realizza con fratture perpendicolari o quasi ai piani di stratificazione, giunti di stratificazione paraclasici ed arricciature, particolarmente marcate queste ultime dove nella serie si infittiscono le intercalazioni marnose. Il fenomeno è particolarmente evidente a Serra S. Elia dove da SE a NW si passa da strati poco inclinati a strati fortemente inclinati; a Serra Pastorella dove da SE a NW gli strati da poco inclinati diventano subverticali (4); a Serra Rotonda dove da SSE a NNW gli strati vanno raddrizzandosi finché si rovesciano. Il rovesciamento è ben evidente sul versante occidentale. La struttura è limitata a N e a NNW da una superficie di scorrimento che presumibilmente corrisponde ad un giunto paraclasico; questa superficie immerge a SSE con inclinazione di circa 75°.

Nella zona ad oriente della faglia Lago Rotonda - Campo del Galdo affiorano estesamente le dolomie triassiche, cui si sovrappongono scaglie tettoniche di calcari liassici, cretacici e paleocenici, probabilmente lembi residui di una copertura tettonica originariamente più estesa.

La zona di contatto tra calcari e dolomie è caratterizzata da intensa tettonizzazione, crescente all'approssimarsi alla superficie di

---

(4) Il fenomeno è ben evidente anche nelle strutture immediatamente a S della zona che si descrive.

contatto, in corrispondenza della quale si rinvengono vere e proprie miloniti (fig. 1).

La copertura calcarea ha in più punti spessore tanto scarso che anche nelle incisioni di profondità più modesta affiorano le dolomie (fig. 2). Dove lo spessore della copertura calcarea lo permette, si può notare come la tettonizzazione si riduca notevolmente sino ad essere praticamente irrilevante, già a pochi metri dal contatto.

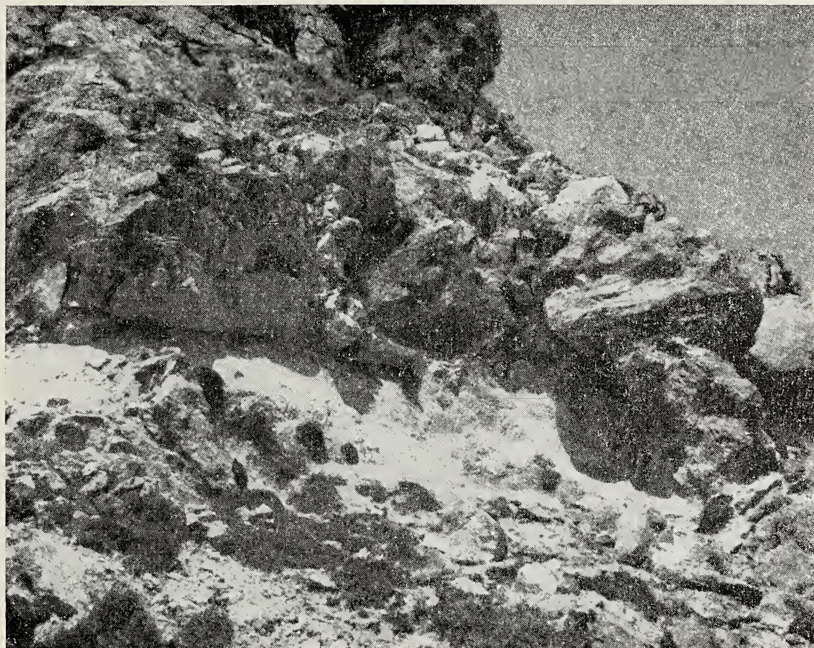


Fig. 1. — Contatto tettonico tra calcari a rudiste e dolomie triassiche sul versante S di Castello Seluci.

Le superfici di sovrapposizione delle scaglie presentano nella maggior parte dei casi una curvatura con convessità verso l'alto. Spesso esiste discordanza angolare, di valore assai variabile, tra i piani di stratificazione delle dolomie e dei calcari sovrastanti.

Esporrò qui di seguito i dati rilevati per le principali situazioni osservate (5).

(5) A S della zona studiata in dettaglio ho osservato, sovrapposte alle dolomie triassiche, scaglie tettoniche di calcari cretacici a M. Palazzo e M. Provolazzo e di calcari liassici a M. Petrara.

Tempa Arena Bianca - M. Lanzino (Tav. I - fig. 1).

È una dorsale poco elevata, che si allunga dal versante settentrionale di M. La Spina verso il F. Sinni, all'incirca in direzione N-S. I due rilievi che la costituiscono sono separati da due faglie normali principali dal rigetto complessivo di una cinquantina di metri circa.



Fig. 2. — Contatto tettonico tra calcari a rudiste e dolomie triassiche sul versante W di M. Pisco. L'erosione ha ridotto lo spessore dei calcari a poche decine di centimetri.

Formata in massima parte di dolomie triassiche, è circondata per tre lati da flysch. Sul versante meridionale poggia una coltre di brecce ad elementi calcarei e dolomitici più o meno cementati da crostoni calcitici, residuo di un'antica falda di detrito. La presenza di questa copertura recente rende impossibile stabilire se la dorsale di Tempa Arena Bianca - M. Lanzino si ricolleghi o no in profondità alla massa carbonatica di M. La Spina.

Lungo il versante occidentale della dorsale predomina, almeno

in superficie, il flysch calcareo-marnoso-arenaceo, giunto nella posizione attuale per scollamento dal suo substrato calcareo-dolomitico e colamento gravitativo nelle zone depresse. Al contrario, lungo il versante orientale le dolomie si sovrappongono ai flysch: l'esecuzione di uno scavo ha messo in evidenza un liscione con inclinazione di 30° ed immersione ad WSW.



Fig. 3. — Piccole pieghe nei calcari a *Palaeodasycladus* della vetta di M. La Spina: il ripiegamento è fortemente disarmonico.

Come già accennato, le dolomie sono qui molto ricche di fossili. Livelli ricchi di lamellibranchi, tra cui frequente *Megalodon*, si incontrano lungo Fosso Arena Bianca ed in una cava di sabbia a M. Lanzino.

A Tempa Arena Bianca si sovrappongono alle dolomie due scaglie calcaree di esiguo spessore. La prima, che costituisce la cima del rilievo, è formata da calcari liassici con abbondanti *Palaeodasycladus*, *Orbitopsella* e forme spatizzate del livello « a *Lithiotis* ». Il contatto tra calcari e dolomie, fortemente tettonizzato, è particolarmente ben esposto sul versante occidentale, immediatamente sotto la cima. Dallo andamento della linea di contatto si deduce che la superficie di

sovrapposizione della scaglia è sensibilmente curva ed immerge mediamente ad ESE.

La seconda scaglia è formata da calcari a rudiste e costituisce il versante che degrada verso la carrozzabile che collega Contrada Seluci alla S.S. 104. Essa, dislocata da faglie che ne variano la quota d'affioramento e la giacitura, si continua sulle dolomie di M. Lanzino. Le condizioni di estrema tettonizzazione dei calcari e delle dolomie non consentono il rilievo di giaciture degli strati in modo attendibile. La superficie di sovrapposizione immerge a SSW a Tempa Arena Bianca, è suborizzontale sul versante N di M. Lanzino. In un terzo lembo di calcari a rudiste sul versante S di M. Lanzino, che con tutta probabilità formava originariamente un tutto unico con i precedenti, la superficie di sovrapposizione immerge a SSE.

A Tempa Arena Bianca tanto i calcari a rudiste quanto i calcari a *Palaeodasycladus* poggiano direttamente sulle dolomie e tra le due scaglie non è riconoscibile alcun rapporto. La loro distanza topografica minima è di pochi metri.

Castello Starsia - M. Pisco.

Sono due rilievi ad E e SE del Lago della Rotonda, separati tra loro e dal M. La Spina p. d. da valli profondamente incise.

I calcari a rudiste costituiscono in questi rilievi un'unica scaglia, che si prolunga verso E in una stretta fascia alla base del versante settentrionale di M. La Spina. Le dolomie formano i versanti meridionali.

Il contatto tra calcari e dolomie è ben esposto, malgrado la fitta copertura boschiva, sul versante S di Castello Starsia, immediatamente al di sotto della cima, a circa q. 1325. Più ad W viene portato a quote più basse da alcune faglie dirette, ad immersione WSW, fino alla faglia Lago Rotonda - Campo del Galdo, oltre la quale esso scompare in affioramento.

Spostandosi verso E la linea di contatto, mantenendosi sempre più o meno in quota, piega a NW girando attorno alla cima del rilievo; scende quindi fino a circa q. 1.000 lungo il versante settentrionale. Risale poi fino a q. 1.200 sul versante meridionale di M. Pisco, per poi ridiscendere bruscamente a circa q. 1.000 lungo il versante orientale. La superficie di sovrapposizione risultante è curva

con immersione media a N e con inclinazione crescente verso N, che supera i 40° a M. Pisco.

Le dolomie sono fossilifere negli affioramenti a S di M. Pisco; non ho rinvenuto fossili a Castello Starsia, forse perché la spessa copertura detritica e vegetale maschera eventuali livelli fossiliferi. Nei calcari le rudiste sono sempre molto abbondanti.

M. La Spina (Tav. II - fig. 1-2).

Si eleva tra Località Langra a N e Campo del Galdo a S, morfologicamente distinto dai rilievi circostanti da valli profondamente incise e dalla più ampia valle della Starsia, riempita da flysch calcareo-marnoso-arenaceo.

È formato in massima parte da dolomie triassiche, essendo i calcari limitati alla base del versante settentrionale, alla vetta ed a Costa lo Monice.

La base del versante settentrionale è formata da calcari a rudiste che, come già accennato, rappresentano la continuazione verso E della scaglia di Castello Starsia - M. Pisco. Su di essi poggia a N la coltre di brecce che si estende fino a M. Lanzino e verso E ed W poggia sui flysch.

I calcari affiorano verso S fino a circa q. 1.150. La linea di contatto tra calcari e dolomie si mantiene intorno a questa quota per circa un chilometro, per poi discendere di un centinaio di metri all'estremità orientale della scaglia in Località Croce di Langra, dove è troncata da una faglia subverticale che mette a contatto le dolomie di M. La Spina con i flysch di Valle Nocara.

La vetta del rilievo è formata da una scaglia di calcari a *Palaeodasycladus*. La linea di contatto tra questi e le dolomie triassiche, a circa q. 1.520 sul versante S, gira attorno alla vetta, scendendo di poco verso NNE. La superficie di sovrapposizione risultante presenta debole inclinazione con immersione a NNE. I piani di stratificazione delle dolomie immergono a NNE con inclinazione intorno ai 50°. Gli strati dei calcari, poco inclinati sul versante meridionale, inclinano più fortemente su quello settentrionale, conservando sempre immersione media NNE. Le forme del livello « a *Lithiotis* » sono ben riconoscibili, associate ai *Palaeodasycladus*, qualche metro al di sopra della zona di intensa tettonizzazione corrispondente al contatto con le dolomie.

Nel tratto di serie con più frequenti intercalazioni marnose gli strati si presentano piegati e contorti, con forti disarmonie (fig. 3).

È denominata Costa lo Monice la cresta che dalla vetta discende verso Campo del Galdo. La sua parte settentrionale è formata da dolomie triassiche, la parte meridionale dai calcari, calcari dolomitici e dolomie che costituiscono la parte bassa della serie cretacica. La linea di contatto, procedendo da W verso E, da circa q. 950 risale a q. 1.200 per poi ridiscendere a circa q. 950 a T. Salice, che segna il limite orientale della scaglia. Le dolomie riaffiorano sul versante SE in Località Cerase. Mi è stato impossibile ricostruire con esattezza, sulla base di questi dati, l'andamento della superficie di sovrapposizione, che probabilmente è interessata da faglie di difficile individuazione. Ritengo comunque che la componente principale dell'immersione sia SW e che la superficie stessa sia sensibilmente curva. I calcari, calcari dolomitici e dolomie cretacici sono dovunque fortemente cataclastici: nei calcari si rinvengono resti molto mal conservati di rudiste s. l. e qualche *Cuneolina*.

A M. La Spina ho rinvenuto in più punti livelli fossiliferi nelle dolomie triassiche: particolarmente ricche di megalodonti e diplopore sono quelle che costituiscono M. Capillo.

M. Zaccana.

Si eleva all'estremità orientale della Tavoletta Lauria, separato da M. La Spina dal Fosso della Zaccana e da Fosso Movile. Alle dolomie triassiche, formanti i versanti meridionale ed occidentale, si sovrappone una scaglia di calcari, calcari dolomitici e dolomie della parte bassa della serie cretacica.

La superficie di contatto tra calcari e dolomie è troncata, poche centinaia di metri oltre il bordo orientale della tavoletta Lauria, a circa q. 1.150, da una faglia normale ed il contatto non compare oltre in affioramento. Procedendo verso W la linea di contatto risale fino a circa q. 1.400, piega a S, discendendo di una cinquantina di metri, e poi a NW risalendo fino a q. 1.500 circa. L'andamento irregolare in questo tratto è probabilmente dovuto a numerose faglie a non grande rigetto, difficili da individuare a causa della fitta copertura boschiva. Lungo Fosso della Zaccana, dove l'esposizione è migliore, la traccia del piano di contatto si mantiene dapprima

intorno a q. 1.500 per discendere poi fino a q. 950, dove scompare sotto una spessa copertura detritica.

La superficie di sovrapposizione risulta immergere mediamente a N con inclinazione crescente verso N. Gli strati nei calcari hanno immersione a N, e, procedendo da S a N, da suborizzontali diventano subverticali; nelle dolomie immergono mediamente a NNE, con debole inclinazione.

Castello Seluci.

È un rilievo, all'estremità nord-orientale della tavoletta Lauria, interamente circondato da terreni fliscioidi sui quali si rovescia verso NNE.

Sui versanti meridionale ed orientale affiorano le dolomie triassiche sormontate da una scaglia di calcari cretacici e paleocenici che formano gli altri versanti. La linea di contatto tra calcari e dolomie è bene esposta: troncata ad W da una faglia subverticale, verso ESE risale alquanto fino a q. 900, per poi piegare bruscamente a NNE, scendendo fino a circa q. 700. La superficie di sovrapposizione immerge mediamente a N.

I calcari cretacici e ancor più quelli paleocenici sono riccamente fossiliferi; gli strati sono piegati e rovesciati a NNE (Tav. I - fig. 2). Il ripiegamento è fortemente disarmonico, soprattutto nei livelli paleocenici. Nelle dolomie non ho rinvenuto fossili determinabili; gli strati sembrano immergere a NNE con debole inclinazione.

Riepilogo dei dati

Nell'area presa in esame affiorano terreni carbonatici e terreni in facies di flysch. L'accostamento tra serie calcareo-dolomitica, flysch galestrino (serie calcareo-silico-marnosa) ed unità fliscioidi di posizione incerta, è ovviamente dovuto a notevoli spostamenti, a componente prevalente orizzontale, di una o più di queste unità tettoniche.

I dati raccolti nei monti di Lauria, essendo limitati ad una zona poco estesa, non permettono di avanzare ipotesi riguardo alla soluzione del problema, che ha portata ben più ampia.

I rapporti tra serie carbonatica e flysch, come detto, sono sempre tettonici.

Mentre a SW il contatto tra serie carbonatica e flysch è determinato da faglie subverticali, il limite settentrionale si rivela alquanto

più complicato. Serra Rotonda è una piega rovesciata verso NNW, e i calcari si accavallano al flysch. Nelle strutture ad W di Serra Rotonda (Serra Pastorella) il contatto col flysch si realizza a mezzo di superfici di scorrimento subverticali. Non è da escludere, comunque, che la struttura di Serra Rotonda si continui verso W in profondità.

A NW di M. Pisco le dolomie si accavallano al flysch secondo una superficie immergente a SE con un'inclinazione di circa 35°. A M. Lanzino il piano di sovrascorrimento immerge ad WSW con una inclinazione di 30°. I calcari di Castello Seluci si rovesciano sul flysch calcareo-marnoso-arenaceo verso NNE. Essendo però impossibile stabilire se M. Lanzino e Castello Seluci si ricolleghino in profondità a M. La Spina e a M. Zaccana al di sotto della copertura di flysch e di depositi recenti che li separa in superficie, non si può affermare con sicurezza se l'accavallamento ai flysch dei due rilievi sia un motivo generale o locale. Bisogna tener conto tra l'altro, che, laddove sono visibili, faglie normali o subverticali, almeno in superficie, mettono a contatto i flysch con le dolomie di M. La Spina e i calcari di M. Zaccana. In quest'ultimo caso il piano di faglia ha giacitura pressocchè coincidente con quella degli strati.

La serie carbonatica dei monti di Lauria è divisa in una zona occidentale globalmente ribassata, ed una orientale globalmente rialzata dalla faglia Lago della Rotonda - Campo del Galdo. Nella prima affiorano esclusivamente terreni calcarei di età cretacica e paleocenica, interessati da un reticolo di faglie normali o subverticali, che individuano delle zolle monoclinaliche con tendenza al rovesciamento verso NNW. Il rovesciamento si riconosce a Serra Rotonda.

La zona orientale è costituita da dolomie triassiche sormontate da scaglie tettoniche di calcari liassici, cretacei e paleocenici. I rapporti tettonici tra calcari e dolomie, messi in evidenza nella zona orientale, con tutta probabilità sussistono in profondità anche nella zona occidentale, oltre la faglia Lago della Rotonda - Campo del Galdo.

Alcune scaglie possono essere, in via ipotetica, ricollegate tra loro; per altre ciò non è possibile, o perchè costituite da calcari di età diversa o perchè le superfici di sovrapposizione hanno giacitura tale da non poter essere con certezza interpretate come risultanti dalla semplice dislocazione di una originaria superficie unica.

Come si è detto, mentre nella zona occidentale è possibile rico-

noscere una normale successione stratigrafica nei termini cretacei e paleocenici, nella zona orientale non è visibile alcun rapporto tra questi ed i calcari liassici esclusivamente ivi affioranti. È probabile comunque, per analogia con zone vicine a facies pressocché identiche (Monti di Sapri, M. Pollino), che tutti questi termini facessero originariamente parte di una successione, smembratasi a varie altezze e ridotta in scaglie nel corso degli eventi tettonici. Le ragioni dello smembramento e del moto in certo qual modo indipendente dei blocchi così creatisi sono da ricercare, con tutta probabilità, nella presenza, entro la successione seriale, di porzioni « competenti » relativamente ad altre « incompetenti ». Con questa ammissione risulta ovvio che, essendo l'intera serie interessata da spostamenti a componente prevalente orizzontale, si siano create delle discontinuità al livello delle porzioni incompetenti, dando luogo a piani di taglio.

I principali livelli « incompetenti » avrebbero dovuto essere localizzati nella parte bassa dei calcari a *Palaeodasycladus* e nel tratto di serie compreso tra questi ed il complesso calcareo-dolomitico con rudiste: di queste porzioni di serie non si ha però traccia nella zona studiata. Anche la parte bassa del complesso calcareo-dolomitico cretacico si sarebbe comportata come « incompetente » rispetto alla parte alta. Infatti le scaglie di Castello Seluci, Tempa Arena Bianca-M. Lanzino, Castello Starsia-M. Pisco, sono formate esclusivamente dalla parte alta del complesso. Non è possibile però localizzare la discontinuità ad un determinato livello, ma solo, genericamente, al di sotto dei livelli ricchi di rudiste. Tra Cretacico e Paleocene si riscontra anche una notevole differenza di comportamento; non si hanno però piani di taglio importanti, ma solo forti disarmonie nel ripiegamento.

La stessa interpretazione del meccanismo di formazione delle scaglie è stata data da Ietto (1965) per i Picentini. Egli attribuisce inoltre, in via ipotetica, i moti di traslazione e la genesi stessa delle scaglie a tettonica gravitativa. Non mi è possibile aderire a questa ultima ipotesi, o formularne altre attendibili, per la mancanza, nelle situazioni osservate, di dati sufficienti alla definizione del fenomeno.

Napoli, Istituto di Geologia, giugno 1966.

RIASSUNTO

Nel circondario di Lauria affiorano terreni appartenenti alla serie carbonatica ed alla serie calcareo-silico-marnosa, nonché terreni in facies di flysch di età e posizione tettonica incerta.

Nella serie carbonatica sono state distinte varie unità litobiostratigrafiche di età compresa tra il Trias sup. ed il Paleocene. Questi termini, ad eccezione di quelli cretacici e paleocenici, non si ritrovano in normale successione seriale, ma sono separati da superfici tettoniche, per cui i termini calcarei si sovrappongono a quelli dolomitici triassici costituendo delle « scaglie ».

Queste strutture si possono osservare ad E di una faglia che corre dal Lago della Rotonda al Campo del Galdo con andamento NNW-SSE ed immersione ad WSW, con inclinazione di 75° circa.

Ad W di questa faglia invece compaiono soltanto termini cretacici e paleocenici in normale successione stratigrafica. Le strutture presenti sono monoclinali immergenti nei quadranti settentrionali, con tendenza al rovesciamento verso NNW.

SUMMARY

In Lauria's surroundings (southern Lucania) the sediments outcropping are referable to so-called « serie calcareo-dolomitica » and « serie calcareo-silico-marnosa », and to some flysch-complexes, which age and tectonic position is till now unknown.

Within « serie calcareo-dolomitica » the writer distinguishes some units, whose age range from Upper Trias to Paleocene. These units, except the cretacicous and paleocenic ones, do not constitute a normal stratigraphic sequence, but are separated by tectonic surfaces and small sheets or blocks of liassic or cretacicous-paleocenic limestones are overthrusted on upper triassic dolomite.

These structural features are seen East of a fault going from Lago della Rotonda to Campo del Galdo, dipping of about 75° toward WSW. In area West of this fault exclusively cretacicous and paleocenic limestones outcrop, forming monoclinalic structures, in which the strata generally dip toward N and trend to overturne toward N and NNW.

LAVORI CITATI

Bruno G. B., 1891. *Le frane di Lauria, con alcune osservazioni generali su quelle dei terreni eocenici del lagonegrese.* L'ing. civile e le arti ind., 17, pp. 5-40, fig. I, I carta geol. 1:10.000 e 4 sez. Torino.

Catenacci E., De Castro P., Sgrosso I., 1962. *Complessi guida nel mesozoico del Matese orientale.* Mem. Soc. geol. it., vol. 4, 20 pp., 6 tavv. Bologna (1963).

Civita M., 1964. *Osservazioni geologiche nei Monti di Maratea (Lucania meridionale).* Memorie e note Ist. Geologia Applicata, vol. IX, pp. 24, figg. 4, I carta geol. Napoli (1963-64).

Cotecchia V., 1958. *Le argille scagliose ofiolitifere della valle del Frido a nord del M. Pollino.* Boll. Soc. Geol. It., 77, f. 3, pp. 205-245, figg. 20, tavv. 2. Roma.

Crema C. e Santovito P., 1930. *Le frane di Lauria superiore in provincia di Potenza.* Ann. Lavv. Pubbl., a. LXVIII, f. 10, pp. 888-889, tav. I. Roma.

D'Argenio B. e Pescatore T., 1962. *Stratigrafia del Mesozoico nel gruppo del M. Maggiore.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, vol. 71, pp. 55-60, tav. I. Napoli.

De Castro P., 1962. *Il Giura-Lias dei monti Lattari e dei rilievi ad ovest della piana di Montoro.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, vol. 71, pp. 21-25, tavv. 19. Napoli.

De Lorenzo G., 1895. *Osservazioni geologiche nell'Appennino della Basilicata meridionale.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2, 7, n. 8, pp. 1-31, figg. 12. Napoli.

— 1898. *Reliquie dei grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2, 9, n. 6, pp. 74, figg. 30, tavv. 5. Napoli.

Di Stefano G., 1896. *Per la geologia della Calabria settentrionale.* Boll. Soc. geol. it., **15**, f. 3, pp. 375-384. Roma.

Grandjacquet C., 1961 a. *Le « flysch à quarzites » des territories calabro-lucaniens.* Bull. Soc. Geol. France, s. VII, t. III, n. I, pp. 115-120, figg. 3. Parigi.

— 1961 b. *Aperçu morphotectonique et paléogéographique du domaine calabro-lucanien.* Bull. Soc. Geol. France, s. VII, t. III, n. 6, pp. 610-618, figg. 3. Parigi.

— 1962. *Données nouvelles sur la tectonique des massifs calabro-lucaniens.* Bull. Soc. Geol. France, s. VII, t. IV, pp. 695-706, figg. 4. Parigi.

— 1963. *Schéma structurale de l'Apennin campano-lucanien (Italie).* Revue Geogr. phis. et Geol. dynamique, s. II, **5**, f. 3, pp. 185-202, figg. 14. Parigi.

Grandjacquet C. e Grandjacquet M. J., 1962. *Géologie de la zone de Diamante-Verbicaro (Calabre).* Geologica Romana, I, pp. 297-312, I carta geologica. Roma.

Ietto A., 1963. *Nuovi aspetti della tettonica della serie calcareo-dolomitica mesozoica nel salernitano.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72** (1964), pp. 31-44, figg. 6, tavv. 2, Napoli.

— 1965. *Su alcune particolari strutture connesse con la tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino meridionale).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 65-85, figg. 13. Napoli.

Ippolito F. e Lucini P., 1957. *Il flysch nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. geol. it., **75** (1956), f. 3, pp. 139-167, figg. 2, tav. I. Roma.

Pescatore T. e Vallario A., 1962. *La serie mesozoica nel gruppo del Monte Maggiore.* Mem. Soc. geol. it., vol. 4, pp. 11, tavv. 5. Bologna (1963).

Sartoni S. e Crescenti U., 1959. *La zona a Palaeodasycladus mediterraneus (PIA) nel Lias dell'Appennino meridionale.* Giorn. di Geologia, s. 2, 17. Bologna.

— 1962. *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale.* Giorn. di Geologia, **29** (1960-61), pp. 132, tavv. 52, tab. 1. Bologna.

Scandone P., 1961. *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Rend. Acc. Sc. lett. ed arti, s. IV, **38**, pp. 436-444, fig. I, tavv. 2. Napoli.

— 1963. *Marnoscisti ad Halobia in Lucania.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**, pp. 207-212, tav. I. Napoli.

Scandone P. e Sgrosso I., 1963. *Il Mesozoico nel gruppo montuoso dell'Accellica (M. Picentini-Salerno)*. Mem. Soc. geol. it., vol. IV. Bologna.

Scandone P., Sgrosso I. e Bruno F., 1964. *Appunti di geologia sul Monte Bulgheria. (Salerno)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 72, pp. 27. Napoli (1963).

Scarsella F., 1961. *Sulla presenza del Lias nell'isola di Capri*. Rend. Acc. Sc. fis. e mat., s. 4, 28, pp. 391-394. Napoli.

Selli R., 1957. *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. di Geologia, Ann. Museo geol. Bologna, s. 2, 26 (1945-1955), pp. 1-54, tavv. 9. Bologna.

— 1962. *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. geol. it., vol. III, pp. 737-790, fig. I, tav. I. Pavia.

Ufficio Geologico d'Italia, 1908. F. 210 Lagonegro (ora Lauria) della carta Geologica d'Italia 1:100.000. Rilev. da C. Viola, E. Cortese e C. Crema (1888-1890), riv. da G. Di Stefano e C. Viola (1905). Firenze.

Vallario A., 1966. *Geologia del M. Massico*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 75, pp. 41-71, figg. 8, tavv. XII. Napoli.



Fig. 1. — La dorsale di Tempa Arena Bianca e M. Lanzino vista da W; sullo sfondo: Picco dell'Armizzone e M. Alpi. La cima di Tempa Arena Bianca (a sinistra nella foto) è formata da una scaglia tettonica di calcari a *Palaeodasycladus*, che, nel punto ripreso dalla foto, viene quasi a contatto con una seconda scaglia tettonica di calcari a rudiste. Le altre due scaglie sono formate anch'esse da calcari a rudiste.

Fig. 2. — Il versante occidentale di Castello Seluci.



Fig. 1. — M. La Spina visto da SE: cr=calcari a rudiste, L=calcari a *Palaeodasycladus*, ts=dolomie triassiche. Le linee spesse marcano i limiti delle scaglie calcaree.



Fig. 2. — Da sinistra a destra: Castello Starsia, M. La Spina e Costa lo Monice visti da W; sullo sfondo M. Zaccana: fl=flysch, cr=calcari a rudiste, L=calcari a *Palaeodasycladus*, ts=dolomie triassiche. Le linee spesse marcano i limiti delle scaglie calcaree.





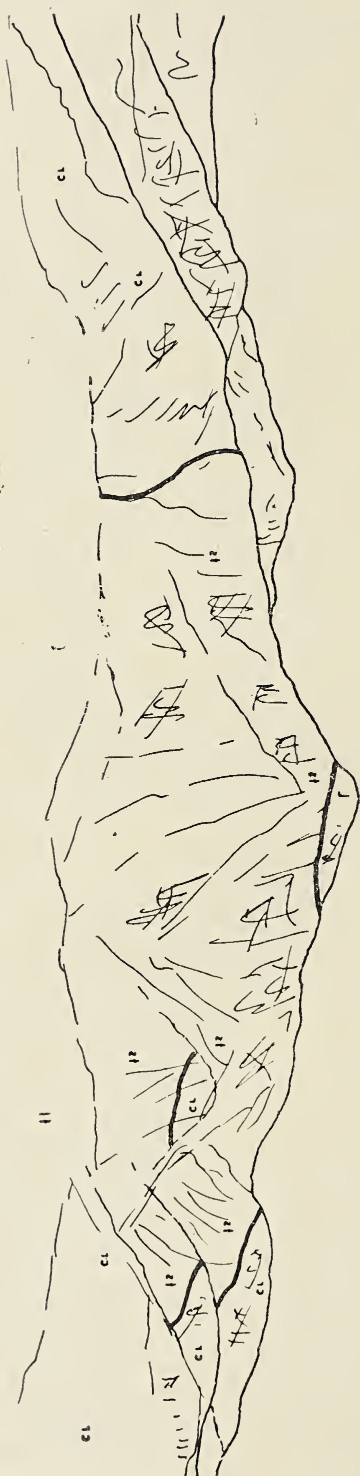


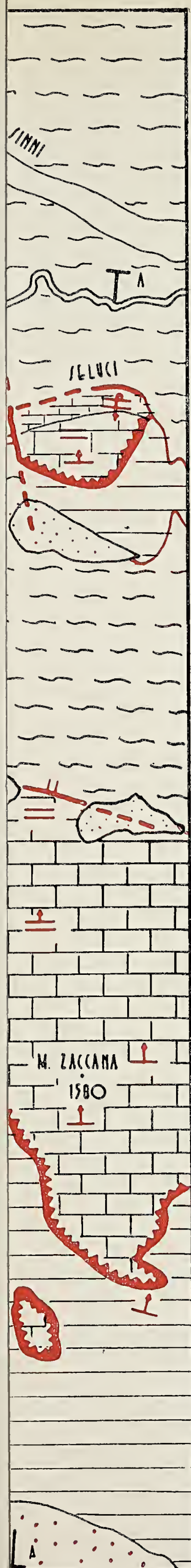




Fig. 1. — M. La Spina visto da SE: cr=calcari a rudiste, L=calcari a *Palaeodasycladus*, ts=dolomie triassiche. Le linee spesse marcano i limiti delle scaglie calcaree.



Fig. 2. — Da sinistra a destra: Castello Starsia, M. La Spina e Costa lo Monice visti da W; sullo sfondo M. Zaccana: fl=flysch, cr=calcari a rudiste, L=calcari a *Palaeodasycladus*, ts=dolomie triassiche. Le linee spesse marcano i limiti delle scaglie calcaree.



 Alluvioni recenti

 Detrito di falda

 Detrito di falda cementato

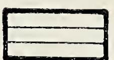
} Quaternario

 Terreni fliscioidi (Cretacico-Miocene).

 Calcari a *Spirolina* (Paleocene).

 Unità calcareo-dolomitica con rudiste nella parte alta (Cretacico).

 Calcari a *Palaeodasycladus* (Lias).

 Dolomie (Trias).

 Strati poco inclinati; strati molto inclinati

 Strati verticali; strati rovesciati

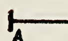
 Limiti formazionali

 Faglie e loro probabili prolungamenti (i trattini indicano la parte ribassata, la freccia l'immersione del piano di faglia)

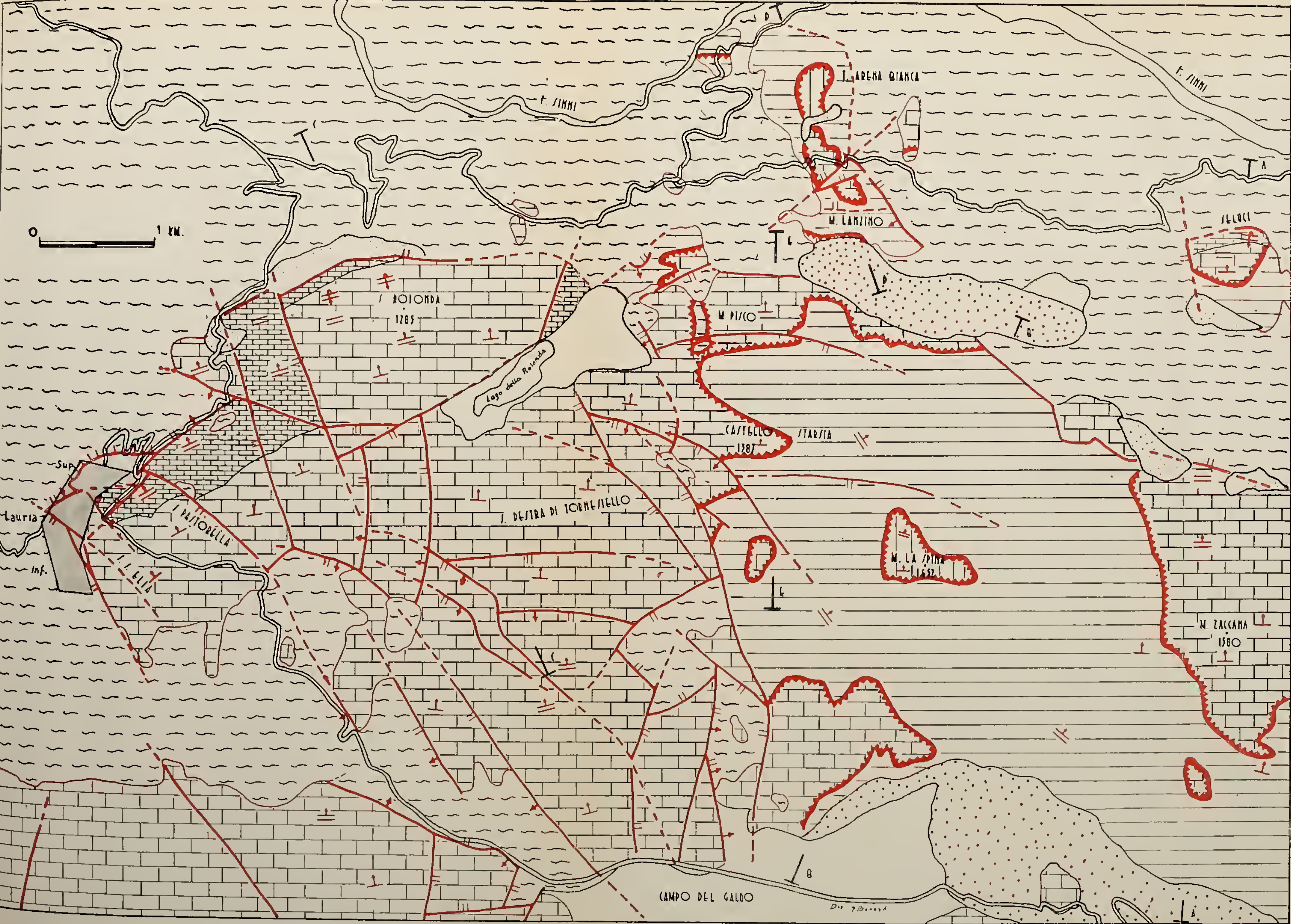
 Traccia delle superfici di sovrapposizione delle scaglie calcaree

 Traccia delle superfici di scollamento e scivolamento.

 Bordo del terrazzo di Lauria



Traccia delle sezioni.



Alluvioni recenti

Detrito di falda

Detrito di falda cementato

} Quaternario

Terreni flscioidi (Cretacico-Miocene).

Calcari a *Spirolina* (Paleocene).

Unità calcareo-dolomitica con rudiste nella parte alta (Cretacico).

Calcari a *Palaeodasycladus* (Lias).

Dolomie (Trias).

Strati poco inclinati; strati molto inclinati

Strati verticali; strati rovesciati

Limiti formazionali

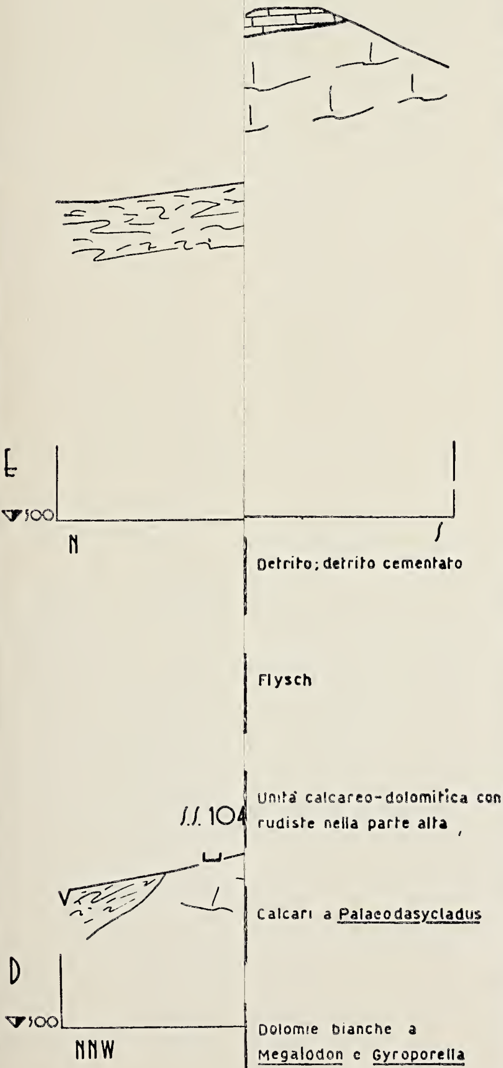
Faglie e loro probabili prolungamenti (i trattini indicano la parte ribassata, la freccia l'immersione del piano di faglia)

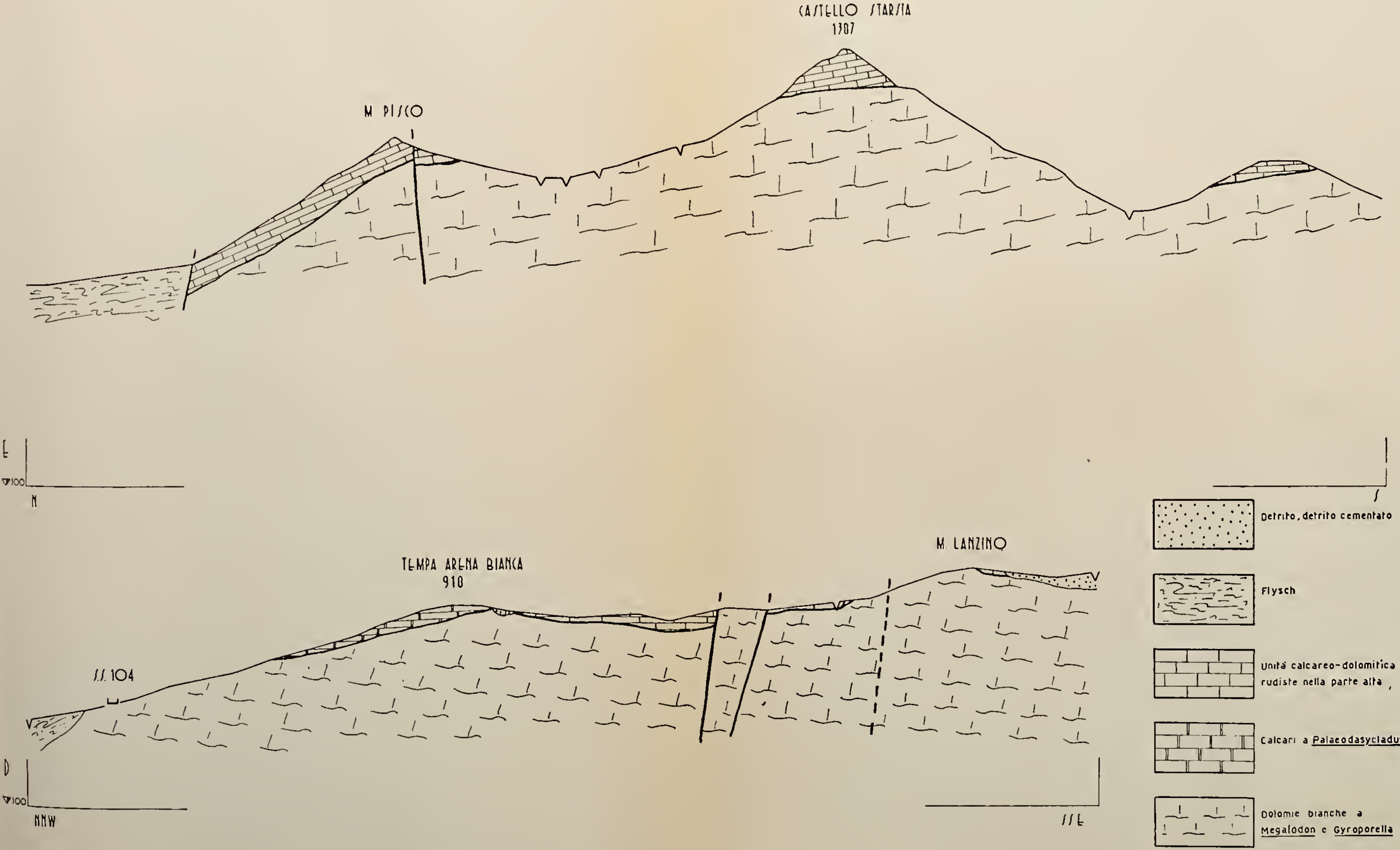
Traccia delle superfici di sovrapposizione delle scaglie calcaree

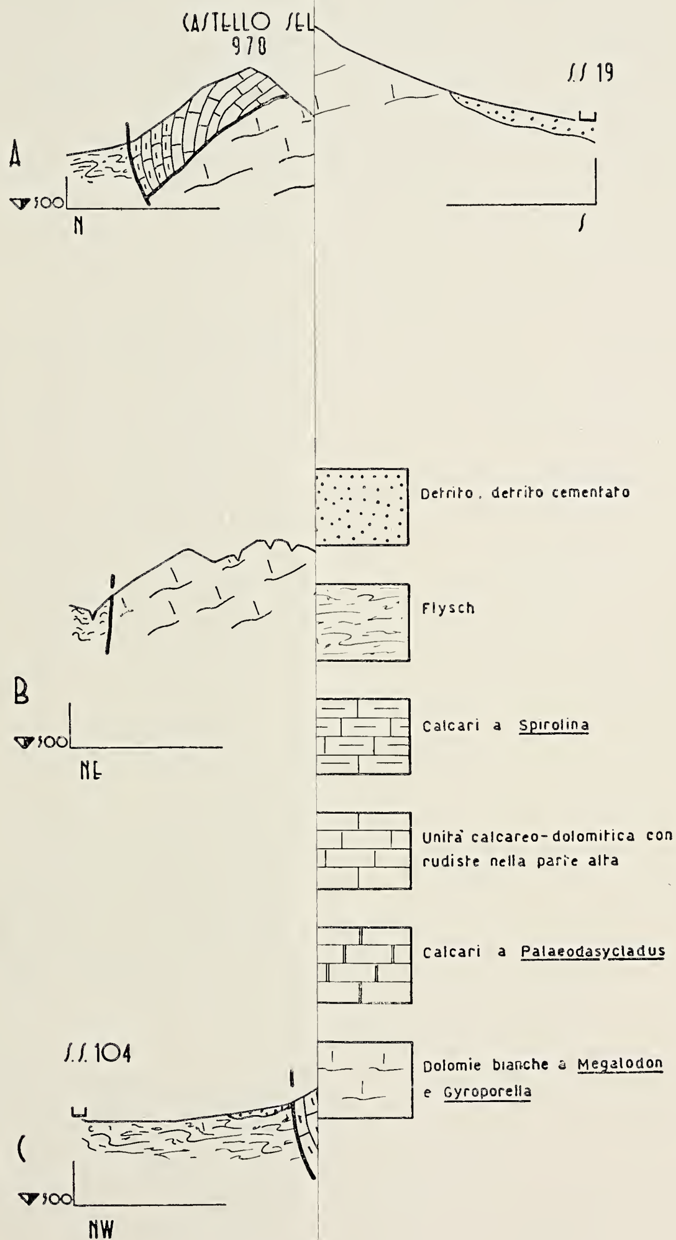
Traccia delle superfici di scollamento e scivolamento.

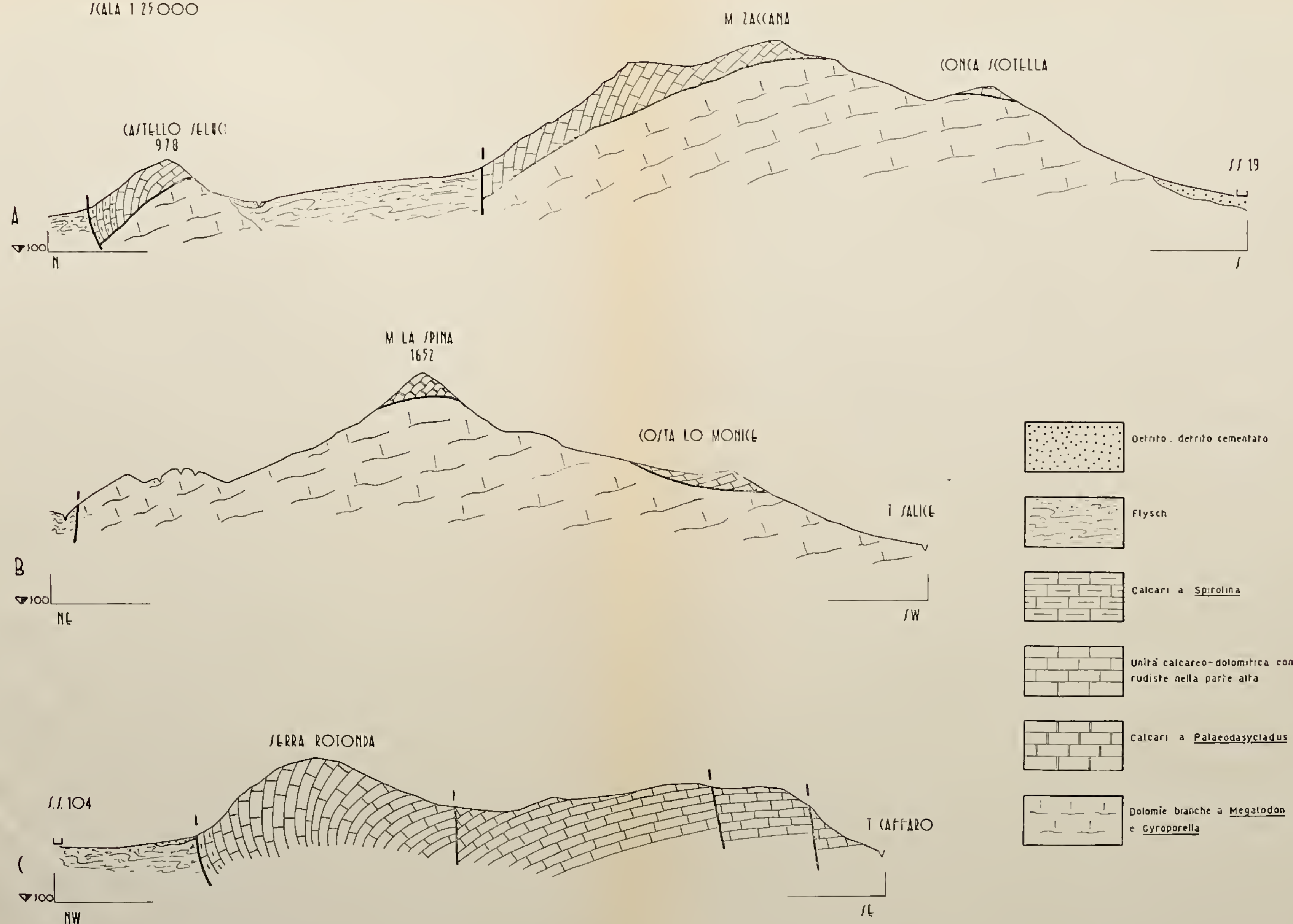
Bordo del terrazzo di Lauria

Traccia delle sezioni.


SCALA 1:10000
E
▼500
N
S
S.S. 104
D
▼500
NNW
Detrito; detrito cementato
Flysch
Unità calcareo-dolomitica con rudiste nella parte alta
Calcari a Palaeodasycladus
Dolomie bianche a Megalodon e Gyroporella


SCALA 1:10000
CASTELLO STARSIA
1307
M PISCO
E
▽100
N
S
TEMPA ARENA BIANCA
910
M. LANZINO
SS. 104
D
▽100
NNW
SSE
Detrito, detrito cementato
Flysch
Unità calcareo-dolomitica con rudiste nella parte alta
Calcari a Palaeodasycladus
Dolomie bianche a Megalodon e Gyroporella


SCALA 1:25000
CASTELLO SEL
970
SS 19
A
500
N
S
B
500
NE
SS 104
C
500
NW
Detrito, detrito cementato
Flysch
Calcari a Spirolina
Unità calcareo-dolomitica con rudiste nella parte alta
Calcari a Palaeodasycladus
Dolomie bianche a Megalodon e Gyroporella


SCALA 1 25000
M ZACCANA
CONCA SCOTELLA
CASTELLO SELUCI
978
SS 19
A
500
N
S
M LA SPINA
1652
COSTA LO MONICE
T SALICE
B
500
NE
SW
SERRA ROTONDA
S.S. 104
T CAFFARO
C
500
NW
SE
Detrito, detrito cementato
Flysch
Calcari a Spirolina
Unità calcareo-dolomitica con rudiste nella parte alta
Calcari a Palaeodasycladus
Dolomie bianche a Megalodon e Gyroporella

Segnalazione di un livello piroclastitico nel Pleistocene superiore della costiera calabra e silentina (*)

Nota del Socio PAOLO SCANDONE e del Dott. LUCIO LIRER (1)

(Tornata del 24 giugno 1966)

Nel 1949 MIRIGLIANO segnalava a Cala Bianca e a Porto degli Infreschi presso Marina di Camerota (Salerno) l'esistenza di materiali piroclastici contenuti, a varia altezza, in una serie che attribuiva al Piacenziano, all'Astiano e, dubitativamente, al Pleistocene.

Dal basso verso l'alto l'A. riconosceva in successione:

a) conglomerato di trasgressione;

b) argille plastiche di color grigio-bluastro, sabbiose verso l'alto, contenenti materiale vulcanico costituito da cristalli e frammenti di cristalli di plagioclasi, anfiboli, pirosseni, olivina e magnetite. Queste argille per la ricca macro- e microfauna contenuta erano attribuite al Piacenziano;

c) « molasse » friabili, di colore giallastro e rossastro, sterili, dello spessore di 7-10 metri, attribuite all'Astiano. Nella parte alta delle « molasse », contenenti cristalli di olivina, augite e feldspati, sono intercalati conglomerati poligenici di potenza variabile;

d) « formazione tufacea » dello spessore di 1-2 metri di età presumibilmente pleistocenica;

e) materiale piroclastico incoerente frammisto in superficie col terreno vegetale.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C. N. R.

(1) In questa breve nota vengono esposti in via preliminare i risultati di una ricerca condotta in stretta collaborazione tra gli Istituti di Geologia e di Mineralogia. In un prossimo lavoro verranno dettagliatamente descritti e figurati i fatti qui soltanto accennati. P. SCANDONE ha in corso lo studio stratigrafico; L. LIRER lo studio mineralogico e petrografico.

È da aggiungere che alle piroclastiti (=« formazione tufacea ») seguono ancora sabbie rosse (= « molasse ») per qualche metro di spessore.

Il passaggio dalle argille alle sabbie avverrebbe, secondo l'A., insensibilmente. Senonché in alcuni punti si è visto che la superficie di contatto argille-sabbie tronca bruscamente la stratificazione delle argille sottostanti, secondo una superficie morfologica ben delineata. Inoltre si nota una evidente discordanza angolare tra le argille ed il livello piroclastitico, il quale mostra una marcata clinostratificazione secondo una superficie morfologica non molto differente dalla attuale. I caratteri petrografici e di giacitura delle sabbie rosse ci indirizzarono a riconoscere in questa formazione un deposito non già marino, bensì continentale e in netta discordanza sulle argille fossilifere (2). Una conferma di ciò è stato l'aver trovato in esse, stratigraficamente contenuta a letto e a tetto delle piroclastiti, una ricca industria litica di tipo levalloisiano-mousteriano.

Una maggiore precisazione sull'età delle sabbie rosse, e quindi delle piroclastiti, ci è stata data dai risultati delle ricerche svolte presso Palinuro. A valle dell'abitato, al livello del mare, affiorano lembi di una spiaggia fossile a *Glycymeris* (*Pectunculus*) del Tirreniano II (Blanc A. C. e Segre A. G., 1953). Le arenarie e le sabbie che formano questa spiaggia passano in alto, localmente con gradualità, ad una formazione dunare attribuita alla regressione post-tirreniana (Blanc A. C., 1940). La duna fossile è costituita da sabbie giallastre ben cementate, a stratificazione incrociata, con, intercalati, livelli di sabbie rosse in genere assolutamente privi di cementazione. Verso N (località Le Saline) si passa lateralmente a sabbie rosse e a conglomerati poligenici rossi e giallastri a matrice sabbioso-argillosa. Si tratta di materiale eolico e di detrito di falda mescolati e rimaneggiati dall'azione di ruscellamento delle acque. Anche la stessa duna non è esente dall'opera di ruscellamento perché presenta alcuni canali di erosione profondi sino a otto metri, colmati da sabbie rosse e da conglomerati sciolti, a loro volta ricoperti dalle sabbie dunari.

Nella duna, nelle sabbie rosse e nei conglomerati è presente un livello di piroclastiti dello spessore variabile da 30-40 centimetri al

---

(2) L'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli ha in corso lo studio della macro- e microfauna delle argille di Cala Bianca. Dai risultati delle prime indagini sembra trattarsi di Pleistocene e non di Pliocene.

metro. Vi si riconoscono, oltre alla frazione cineritica e alle pomici, cristalli di sanidino e di elementi femici fra cui predominano i termini pirossenici e micacei. Inoltre, in alcuni affioramenti, nel sedimento piroclastico si notano anche granuli di quarzo. È ovvio che questi ultimi sono in relazione con la presenza, a tetto delle piroclastiti, delle sabbie rosse.

Uno studio petrografico preliminare fatto sul sedimento ha dimostrato il grado di alterazione subito da queste piroclastiti. Infatti sia la analisi termodifferenziale che i fotogrammi di Debye hanno rilevato la presenza di minerali argillosi, formati per azione di soluzioni circolanti nelle piroclastiti (3).

Il livello suddetto è in tutto identico a quello segnalato da Mirigliano a Cala Bianca. Anche le « molasse » di questa località non differiscono dalle sabbie rosse di Palinuro le quali anche contengono (Blanc A. C., 1940; Blanc A. C. e Segre A. G., 1953) industria litica di tipo levalloisiano-mousteriano.

Il livello piroclastitico assume così un'età abbastanza precisa: è posteriore al Tirreniano II e certamente anteriore allo sviluppo della cultura del Paleolitico superiore.

Abbiamo spinto le nostre ricerche a nord e a sud di Palinuro, per accertare l'estensione delle piroclastiti ed ipotizzare sulla provenienza del materiale che le costituisce. I risultati sono andati al di là delle nostre aspettative: il livello si ritrova, ovviamente non in continuità di affioramento, lungo la fascia costiera tirrenica con caratteri petrografici e di giacitura pressocché invariati per oltre trecento chilometri.

Verso N è stato rinvenuto a Caprioli, lungo la bassa valle dello Alento, ad Acciaroli, a Casa del Conte, a Ogliastro Marina, presso S. Maria di Castellabate, al bivio Agropoli-Paestum.

Verso S, oltre che a Cala Bianca, affiora a Scalea, tra Diamante e Capo Bonifati, presso la foce del Savuto, presso C. Suvero, tra Briatico e Capo Vaticano.

Una così vasta distribuzione areale consente di parlare di un vero e proprio *livello guida*, al quale diamo il nome di « piroclastiti di Palinuro ».

Circa la provenienza del materiale è evidente che si debbano escludere gli apparati vulcanici campani, il Vulture e, quasi certa-

(3) Questi fenomeni di alterazione sono stati altrove studiati da E. Franco (1963).

mente, le Eolie, mentre va invocato un colossale atto esplosivo di un vulcano ubicato in un luogo ancora imprecisato del basso Tirreno. Le ricerche in corso permetteranno, forse, di dare una maggiore luce al problema.

Napoli, Istituti di Geologia e di Mineralogia, giugno 1966.

RIASSUNTO

Viene segnalata la presenza di un livello piroclastitico nel Pleistocene superiore della costa sudtirrenica.

Circa la provenienza del materiale viene ipotizzata l'esistenza, nel Würm, di un vulcano ubicato in un luogo imprecisato del basso Tirreno.

SUMMARY

Wreiters report the occurrence of an upper pleistocenic pyroclastitic bed in the southern tirrenic coast.

The supply in pyroclastic material is relating to a würmian volcano, situated in an area unknown of southern tirennian see.

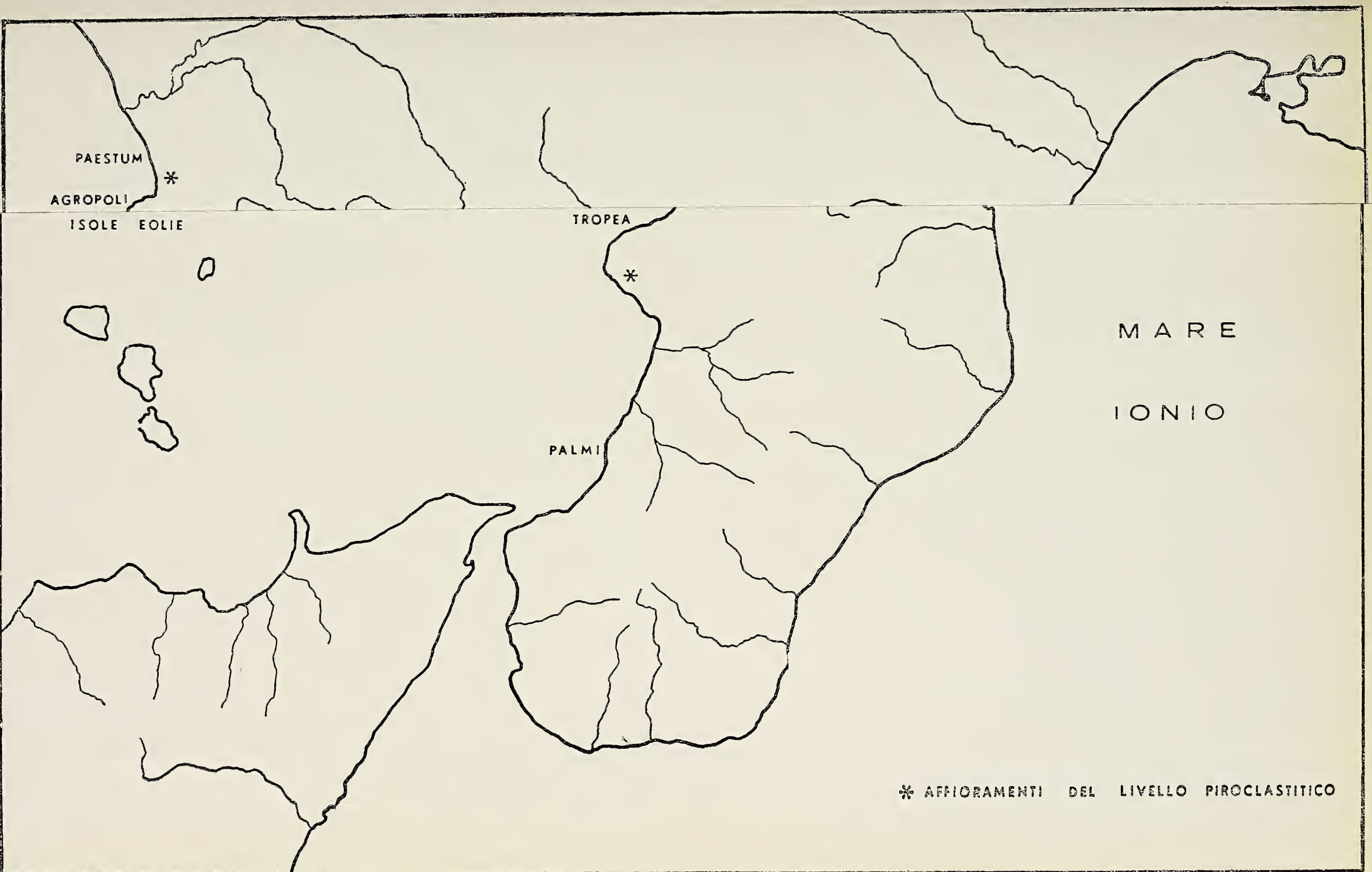
LAVORI CITATI

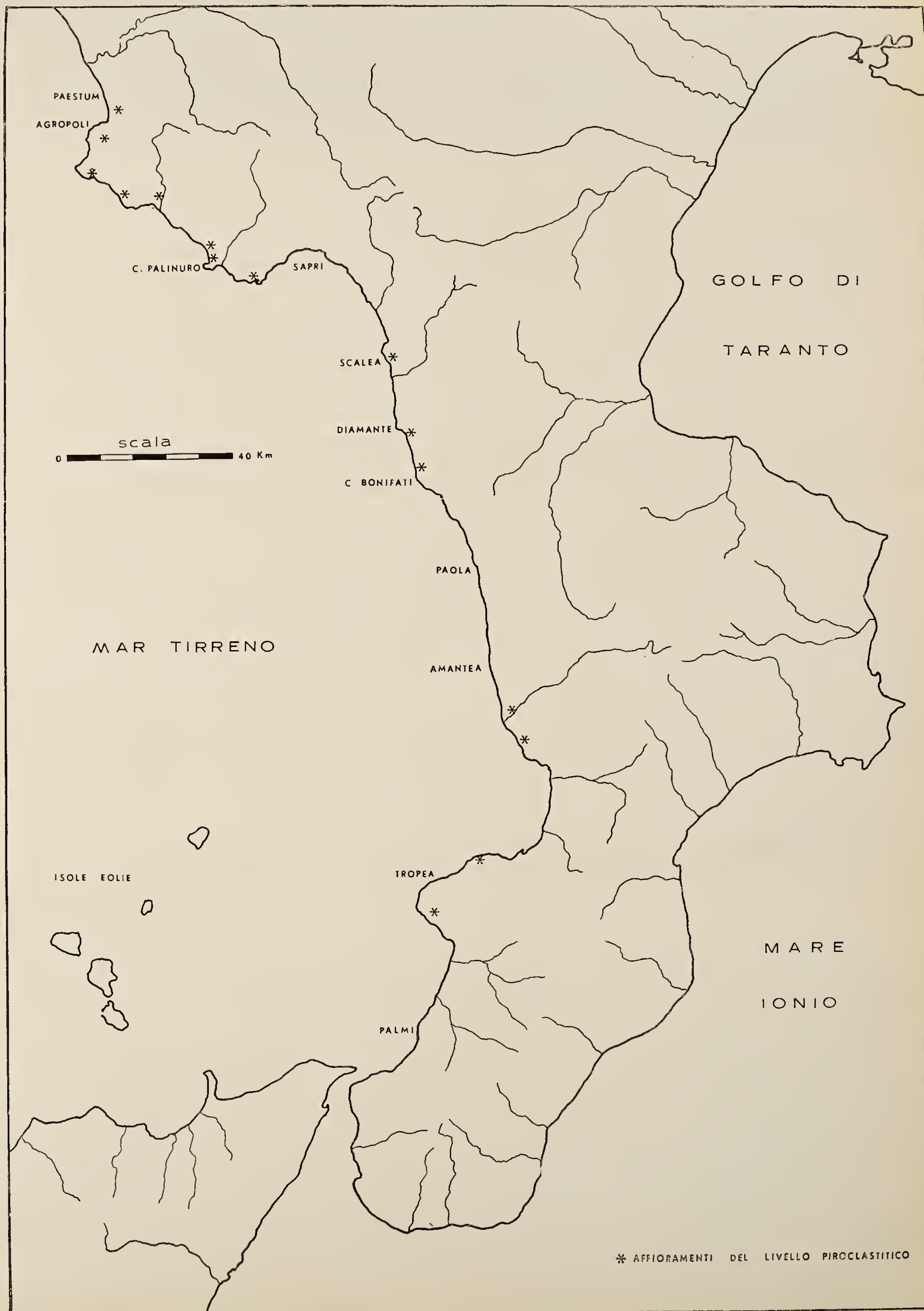
Blanc A. C., 1940. *Industrie musteriane e paleolitiche superiori nelle dune fossili e nelle grotte litoranee del capo Palinuro.* Rend. Acc. d'It., cl. sc. fis., s. 7, 1, pp. 602-613, figg. 4, tav. 1. Roma.

Blanc A. C. e Segre A. G., 1953. *Les formations quaternaires et les gisements paléolitiques de la côte de Salerno.* Inqua, IV congr. Intern. (Roma-Pisa 1953): Excursion dans les Abruzzes, les Puilles et sur la côte de Salerno, pp. 73-110, figg. 23-42. Roma.

Franco E., 1963. *Sulla presenza di halloysite nella leucite analcimizzata di Roccamonfina.* Boll. Soc. dei Natur., 71 (1962), pp. 11, tavv. 3. Napoli.

Mirigliano G., 1949. *Pliocene tra Licusati, S. Iconio e Porto degl'Infreschi (Salerno).* Boll. Soc. dei Natur., 57 (1948), pp. 60-71. Napoli.


PAESTUM
AGROPOLI
ISOLE EOLIE
TROPEA
PALMI
MARE
IONIO
* AFFIORAMENTI DEL LIVELLO PIROCLASTITICO


PAESTUM
AGROPOLI
C. PALINURO
SAPRI
SCALEA
DIAMANTE
C BONIFATI
PAOLA
AMANTEA
TROPEA
PALMI
GOLFO DI TARANTO
MAR TIRRENO
ISOLE EOLIE
MARE IONIO
scala
0
40 Km
* AFFIORAMENTI DEL LIVELLO PIROCLASTITICO

Osservazioni sulle paleotemperature mioceniche nell'Appennino centro-meridionale mediante i foraminiferi planctonici

Nota del socio UBERTO CRESCENTI

(Tornata del 24 giugno 1966)

In questi ultimi decenni lo studio dei foraminiferi planctonici ha avuto un forte incremento, in relazione ai risultati che tramite loro possono ottenersi non solo in stratigrafia, ma anche in ecologia.

Sono ormai numerosi i lavori in cui vengono riferite le distribuzioni dei foraminiferi planctonici nei mari attuali; tali distribuzioni sono sopratutto in funzione della temperatura e della salinità delle acque (WISEMAN e OVEY, 1950; PHLEGER, PARKER e PIRSON, 1953; WALLER e POLSKI, 1959; BRADSHAW, 1959; BANDY 1960 e 1961; ecc.), presentano variazioni stagionali (BÈ, 1960) ed infine risentono anche delle correnti (« ecologic water masses », PHLEGER 1954, BOLTWOSKOY 1962).

Recentemente BANDY (1964) ha offerto una chiara sintesi dei numerosi dati noti per i foraminiferi planctonici cenozoici, sia per quanto riguarda la loro distribuzione stratigrafica che la loro ecologia. Nelle figure 1 e 2 vengono riportate, per i foraminiferi planctonici rinvenuti nell'Oceano Pacifico, la distribuzione secondo la latitudine e la temperatura delle acque superficiali; nella figura 3 è indicata la variazione del limite N delle Globotruncane e delle Globorotalie carenate del Cretaceo e Cenozoico.

In un recente lavoro (CRESCENTI, 1966) ho descritto per il Miocene dell'Italia centro-meridionale, le successioni biostratigrafiche che possono riconoscersi mediante lo studio dei foraminiferi planctonici.

Ringrazio la Soc. Montecatini-Edison, che ha permesso la pubblicazione di questi dati, in particolare l'ing. P. L. SALLE, direttore della Divisione Miniere.

Lo scopo di questa nota è quello di segnalare, in via del tutto preliminare, notizie sulle paleotemperature mioceniche, utilizzando i dati noti sulla ecologia delle forme planctoniche mioceniche tuttora viventi.

Nel Miocene dell'Italia centro-meridionale possono riconoscersi le seguenti unità biostratigrafiche, dal basso all'alto (Crescenti, 1966):

1) *Cenozona a Globigerinita dissimilis* (Cushman e Bermudez)
2) *Cenozona a Globigerinoides trilobus* (Reuss)
3) *Cenozona a Orbulina universa* d'Orbigny
4) *Cenozona a Globorotalia menardii* (d'Orbigny)
5) *Zona a tanatocenosi povera ed oligotipica.*

Del tutto convenzionalmente queste unità sono state rispettivamente riferite all'Aquitaniano, Langhiano, Elveziano, Tortoniano e Messiniano.

Per vari motivi non sono stati approfonditi i problemi di ordine cronologico, attualmente in studio da parte di numerosi specialisti e che saranno oggetto di discussione al Convegno sul Neogene che si terrà nel Settembre 1967 a Bologna.

Esaminando nei particolari i caratteri delle unità biostratigrafiche sopra elencate, si possono fare le seguenti osservazioni a proposito delle paleotemperature.

1) *Cenozona a G. dissimilis* (Aquitaniano). — Nell'Appennino meridionale questa unità è di difficile individuazione; probabilmente corrisponde, per lo meno in parte, a formazioni flyschioidi scarsamente fossilifere o addirittura sterili (formazioni Bifurto, Selli 1957; Albanella, Donzelli-Crescenti, 1962, ecc.). Questa povertà di microfossili è probabilmente da collegarsi con basse temperature delle acque superficiali.

Nell'Appennino centrale la *cenozona a G. dissimilis,* presenta tanatocenosi più ricche; ciò probabilmente sia in relazione a condizioni ambientali più favorevoli alla vita, sia allo spessore notevolmente ridotto della serie sedimentaria, che permetteva una « concentrazione » dei microfossili. La temperatura delle acque doveva però essere sempre abbastanza bassa.

2) *Cenozona a G. trilobus* (Langhiano). — I microfossili risultano più frequenti che nell'unità precedente; ciò probabilmente in rela-

zione a migliorate condizioni di vita, in particolare ad un aumento della temperatura. Questa però non dovette mai essere elevata (non superiore ai 15-16°C), per l'assenza di Globorotalie carenate (il cui limite termico inferiore è di 17°C, BANDY 1964). È inoltre a volte frequente *Globigerinoides gomitulus;* la frequenza di questa specie è stata messa in relazione con clima freddo (EMILIANI, MAYEDA e SELLI, 1961).

3) *Cenozona a O. universa* (Elveziano). — Maggiori indicazioni si hanno per questa unità, per la diffusione di *Orbulina*, per la presenza di Globorotalie non carenate, per la ricchezza generale di forme planctoniche. È probabile che i limiti termici delle acque oscillassero tra i 9°C (limite inferiore di vita per le Globorotalie non carenate; BANDY, 1964) e i 17°C (limite inferiore per le Globorotalie carenate; BANDY, 1964).

4) *Cenozona a G. menardii* (Tortoniano). — La comparsa e presenza di Globorotalie carenate in questa unità, testimoniano, rispetto alla precedente, un aumento di temperatura del mare. Infatti la temperatura dovette superare i 17°C, raggiungendo però solo rarissime volte valori attorno ai 23°C. Ciò è confermato dalla notevole scarsezza di *Sphaeroidinella* (1) nei sedimenti tortoniani italiani; *Sphaeroidinella dehiscens* (BANDY, 1964) non vive al di sotto di 23°C.

5) *Zona a tanatocenosi povera ed oligotipica* (Messiniano). — La scarsezza dei microfossili non permette di trarre indicazioni precise sulla paleotemperatura. È comunque probabile che questa dovette essere elevata, dato lo svilupparsi di depositi evaporitici.

Col Pliocene, caratterizzato alla base da tanatocenosi ricche di *Sphaeroidinella* (CRESCENTI-FOLLADOR, 1965), la temperatura delle acque doveva raggiungere valori superiori a quelli durante il Tortoniano.

---

(1) In Italia sono rarissimi ed eccezionali i reperti di *Sphaeroidinella* in sedimenti pre-pliocenici (ved. anche DI NAPOLI, 1952, pag. 19).

RIASSUNTO E CONCLUSIONI.

Sulla base delle successioni delle tanatocenosi planctoniche riscontrate nel Miocene dell'Appennino centro-meridionale (CRESCENTI, 1966), e tenuto conto della ecologia delle forme tuttora viventi, si è potuto osservare, per la regione citata, che le paleotemperature delle acque marine superficiali subirono un aumento col tempo, mantenendosi probabilmente a valori inferiori ai 17°C nell'Elveziano, e a valori compresi tra i 17°-23°C nel Tortoniano. Nel Messiniano la temperatura delle acque si mantenne probabilmente elevata, e alla base del Pliocene dovette superare i 23°C.

L'aumento delle paleotemperature nel Miocene italiano era già stato accennato da DI NAPOLI (1952).

ABSTRACT

On the base of the planctonic tanathocenosis sequences studied in the Miocene outcrops of central-southern part of Apennines (CRESCENTI, 1966), it has been observed that the paleotemperature of the shallow marine waters increased with the time; during Helvetian age it did not pass 17°C, during Tortonian it remained between 17°-23°C. On Messinian the water temperature was probably high, and more than 23°C at the beginning of the Pliocene age.

These data have been obtained by the study of the ecology of living planctonic forms.

BIBLIOGRAFIA

BANDY O. L., 1960 - *Planktonic foraminiferal criteria for paleoclimatic zonation.* Tohoku Univ., Sc. Repts, ser. 2 (Geol.), spec. V, n. 4, pp. 1-8.

BANDY O. L., 1961 - *Distribution of foraminifera radiolaria and diatoms in sediments of the Gulf of California.* Microp. v. 7, n. 1, pp. 1-26, tt. 1-5, testo-figg. 1-14, New York.

BANDY O. L., 1964 - *Cenozoic planktonic foraminiferal zonation.* Microp., v. 10, n. 1, pp. 1-17, testo-figg. 1-6, New York.

BÈ A. W. H., 1960 - *Ecology of Recent planktonic foraminifera*: Part. 2 - *Bathymetric and seasonal distributions in the Sargasso Lea of Bermuda.* Microp., v. 6, n. 4, pp. 373-392, testo-figg. 1-19, New York.

BOLLI H. M., LOEBLICH A. R., TAPPAN H., 1957 - *Planktonic foraminiferal families Hantkeninide, Orbulinidae, Globorotaliidae, and Globotruncanidae.* Un. St. Nat. Mus. Bull. 215, pp. 3-50, testo-figg. 1-9, tavv. 1-11, Washington.

BOLTOVSKOY E., 1962 - *Planktonic foraminifera as indicators of different water masses in the South Atlantic.* Micropal., v. 8, n. 3, pp. 403-408, New York.

BRADSHAW J. S., 1959 - *Ecology of living planktonic foraminifera in the north and equatorial Pacific Ocean.* Contr. Cushman Found. For. Res., v. X, pt. 2, pp. 25-64, testo-figg. 1-42, pp. 6-8, Washington.

CRESCENTI U., 1966 - *Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante al confine marchigiano-abruzzese.* Geologia Romana, v. V, pp. 1-54, 4 tabb., testo-figg. 1-9, tavv. I-II, Roma.

CRESCENTI U., FOLLADOR U., 1965 - *Il Pleistocene a Hyalinea balthica (Schroeter) nella parte orientale dell'Italia centro-meridionale.* Boll. Soc. Geol. Ital., v. LXXXIV, fasc. 2, pp. 57-61, testo-fig. 1, Roma.

DI NAPOLI-ALLIATA E., 1952 - *Foraminiferi pelagici e facies in Italia.* Atti VII Conv. Naz. Metano e Petrolio, Taormina, 21-24 aprile 1952, pp. 1-44 (estr.), tavv. I-V, Palermo.

DONZELLI G., CRESCENTI U., 1962 - *Lembi di flysch oligocenico affiorante a SE della piana del Sele.* Mem. Soc. Geol. Ital., v. 3, pp. 569-592, tavv. I-II, Pavia.

EMILIANI C., MAYEDA T., SELLI R., 1961 - *Paleotemperature Analysis of the Plio-Pleistocene Section at Le Castella, Calabria, Southern Italy.* Geol. Soc. America Bull., v. 72, pp. 679-688, figg. 1-2, Miami.

PHLEGER F. B. Jr., 1954 - *Foraminifera and deep-sea research.* Deep-Sea Research, v. 2, pp. 1-23.

PHLEGER F. B. Jr., PARKER F. L., PEIRSON J. F., 1953 - *North Atlantic Foraminifera.* Rep. of the Swedish Deep-Sea Exped., v. 7, n. 1, pp. 1-122.

SELLI R., 1957 - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. di Geol., s. 2, v. XXVI (1954-1955), pp. 1-72, tabb. 1-11, tavv. I-IX, Bologna.

WALLER H. O., POLSKI W., 1959 - *Planktonic foraminifera of the Asiatic shelf.* Contr. Cushman Found. Foram. Res., v. X, pt. 4, pp. 123-126, t. 10, testo-figg. 1-2, Washington.

WISEMAN J. D. H., OVEY C. D., 1950 - *Recent investigations on the deep-sea floor.* Proc. Geol. Assoc., v. 60, pt. I, pp. 28-84.

Analisi chimica e chimico-fisica dell'acqua della sorgente "Sprudel" di Agnano-Terme (Napoli)

Nota dei soci MARIO COVELLO e GIUSEPPE CIAMPA

(Tornata del 25 novembre 1966)

Notizie Generali.

Dalla sorgente Sprudel ubicata nella zona denominata « Parco delle sorgenti » di Agnano-Terme, scaturisce un'acqua ipertermale con elevato contenuto di anidride carbonica.

Il getto dell'acqua, alimentato dalla pressione del gas e del vapore, subisce variazioni in altezza intermittenti ed all'osservatore si presenta come se fosse animata da un'energia interna, manifestazione palese di un vulcanismo tuttora vivo, come è visibile nella fotografia della fig. 1.

La temperatura di quest'acqua, misurata varie volte tra il 1-1-66 ed il 30-1-66 è risultata essere in media di +66°C con temperatura esterna variabile tra i 14° ed i 20°C. La portata, misurata a più riprese, è risultata in media, di 300 litri/minuto′.

Analisi Chimica.

I campioni di acqua destinati all'analisi chimica sono stati prelevati con la tecnica opportuna nel corso dei sopralluoghi effettuati il 25-1-66 e l'8-2-966 durante i quali vennero praticate tutte quelle determinazioni che la metodica analitica idrologica prevede che debbano essere eseguite sul posto.

Valutazioni chimiche diverse.

Residuo fisso. — È stato determinato con la tecnica in uso su 250 cc. di acqua. Il residuo è stato portato a secco prima a 110°C,

poi a 180°C fino a costanza di peso. I risultati sono stati i seguenti:

residuo fisso a 110°C	g 6,5621
residuo fisso a 180°C	g 6,5249

Il valore del residuo calcolato dalla conducibilità elettrica a 25°C utilizzando il coefficiente di Levy Henriet (686,488) risulta essere:

$$0{,}0102 \times 686{,}488 = 7{,}0021$$

Il valore del residuo calcolato dalla conducibilità a 18°C utilizzando il coefficiente di Kohlrausch (750) risulta essere:

$$0{,}00885 \times 750 = 6{,}6375$$

Entrambi sono in buon accordo con il valore trovato sperimentalmente.

Ammoniaca-Acido nitroso-Acido nitrico. — La ricerca con reattivi molto sensibili (Nessler, Griess, Brucina) ha dato risultato positivo.

Ossidabilità. — È stata determinata col metodo Kubel. Per un litro di acqua si è consumato:

$$O_2 = g\ 0{,}1272$$

Alcalinità totale. — È stata valutata per titolazione con acido cloridrico N/10, usando come indicatore il metilarancio.

Per un litro di acqua sono stati impiegati 254 cc.

Durezza totale. — È stata determinata sia col metodo di Boutron e Boudet che con quello al reattivo sodico.

Il valore medio ottenuto, espresso in gradi francesi, è stato di 85,7.

Metalli alcalini ed alcalino-terrosi. — Sono stati determinati mediante spettrofotometria di fiamma impiegando lo spettrofotometro Beckman mod. « D.U. ».

Le lunghezze d'onda alle quali sono state effettuate le determinazioni sono le seguenti:

Elementi	Lunghezza d'onda (mμ)
Sodio	589
Potassio	767
Litio	670,8
Rubidio	794,8
Cesio	852
Calcio	422,7
Magnesio	285,2
Stronzio	460,7
Bario	553,6

Densità. — È stata determinata con picnometro riempito alla sorgente, con il seguente risultato:

$$D_4^{15} = 1{,}0044$$

Abbassamento crioscopico. — È stato determinato con il consueto metodo, impiegando l'apparecchio di Beckman. Si è ottenuto il seguente risultato:

$$\Delta_t = -0°{,}32\ C$$

Conducibilità elettrica. — È stata determinata con un conduttimetro Radiometer mod. CDM 2 c.

Conducibilità elettrica specifica $K_{18} = 8{,}85 \cdot 10^{-3}$
Conducibilità elettrica specifica $K_{25} = 10{,}2 \cdot 10^{-3}$

Attività degli ioni idrogeno. — La determinazione del pH è stata eseguita per via elettrometrica ed è risultata uguale a 7,9. Da essa è stata calcolata poi l'attività degli ioni idrogeno in Mol/litro (A_H) in base alla relazione $pH = -\log A_H$ da cui si ottiene:

$$A_H = 0{,}126 \cdot 10^{-7}$$

Gas disciolti.

Ossigeno. — È stato dosato con il metodo Winkler. La quantità di ossigeno disciolto è risultata di cc 3,377 per litro.

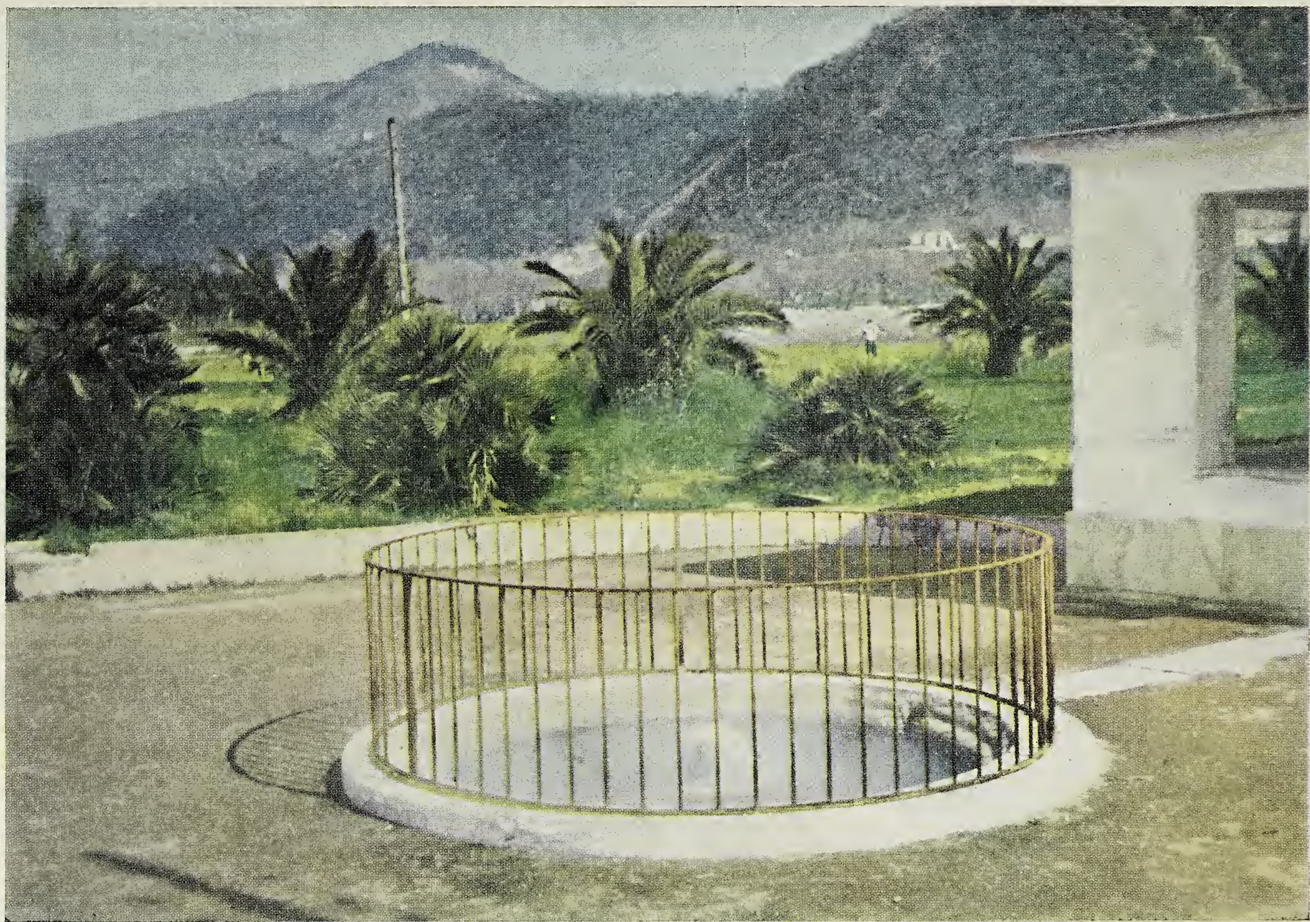


Fig. 1.

Anidride carbonica libera. — È stata calcolata per differenza fra l'anidride carbonica totale e la combinata. La prima è stata determinata in campioni di acqua addizionati, subito dopo il prelevamento, di cloruro di calcio ammoniacale, la seconda è stata determinata direttamente per titolazione secondo Lunge.

Analisi Qualitativa.

L'esame qualitativo è stato eseguito sul residuo della evaporazione di quindici litri di acqua seguendo la metodica classica integrata da quei procedimenti microanalitici speciali richiesti dal caso.

Sono risultati i seguenti ioni disciolti:

Sodio	presente
Potassio	presente
Litio	tracce
Cesio	tracce
Rubidio	tracce
Calcio	presente
Magnesio	presente
Stronzio	tracce
Bario	tracce
Ferro	presente
Manganese	tracce
Arsenico	tracce
Ammoniaca	presente
Silice	presente
Cloro	presente
Bromo	tracce
Iodio	tracce
Solfati	presenti
Nitrati	tracce
Nitriti	tracce
Acido borico	tracce
Fosfati	presenti
Carbonati	presenti

TABELLA I.

Caratteri generali

Colore	nessuno
Aspetto	limpido al prelevamento, successivamente opalescente
Odore	nessuno
Reazione al tornasole	leggermente alcalina

TABELLA II.

Valutazioni chimiche diverse

Residuo fisso a 110°C	6,5621 g/litro
Residuo fisso a 180°C	6,5249 g/litro
Residuo fisso da K_{18} (Kohlrausch)	6,6375 g/litro
Residuo fisso da K_{25} (Levy Henriet)	7,0021 g/litro
Ammoniaca	presente
Nitriti	presenti
Nitrati	presenti
Idrogeno solforato	assente
Arsenico	presente
Osssigeno consumato in soluzione acida secondo Kubel	0,1272 g/litro
Durezza (in gradi francesi)	85,7
Alcalinità (HCl N/10 per litro)	254,0

TABELLA III.

Determinazioni chimico-fisiche

Temperatura dell'acqua alla sorgente	66°C
Temperatura dell'aria esterna	14°-20°C
Densità (D 15°/15°)	1,0053
Densità (D 15°/4°)	1,0044
Abbassamento crioscopico (Δ_t)	0,32
Pressione osmotica ($\Delta_t \times 12,5$)	3,8560 atm.
Concentrazione osmotica $C_0 = \dfrac{\Delta_t}{0,00184}$	173.91 millimoli
Conducibilità elettrica a 18°C (K_{18})	$8,85.10^{-3}$
Conducibilità elettrica a 25°C (K_{25})	$10,2\ .10^{-3}$
Attività degli ioni idrogeno (pH)	7,9
Attività degli ioni idrogeno (A_H)	$0,126.10^{-7}$

TABELLA IV.

Gas disciolti

(riferiti ad un litro di acqua alla temperatura della sorgente e ridotti a 0°C e 760 mm)

Ossigeno . . . . cm^3 3,377

Anidride carbonica . . . . cm^3 131,64

TABELLA V.

Sostanze disciolte in un litro di acqua minerale espresse in ioni

Formula	Grammi	Millimoli	Millivalenze	
			Cationi	Anioni
Na^{+}	2,0500	89,1421	89,1421	
K	0,1215	3,1077	3,1077	
Ca^{+2}	0,2046	5,1048	10,2096	
Mg^{+2}	0,0840	3,4539	6,9078	
Fe^{+3}	0,0054	0,0967	0,2901	
			109,6573	
Cl^{-}	2,6167	73,7992		73,7992
HCO_3^{-}	1,4157	23,2011		23,2011
SO_4^{-2}	0,5791	6,0285		12,0570
PO_4^{-3}	0,0190	0,2000		0,6000
				109,6573
SiO	0,1351	2,2494		
CO^2lib.	0,2350			
Li^{+}	tracce			
Cs^{+}	tracce			
Rb^{+}	tracce			
Sr^{+2}	tracce			
Ba^{+2}	tracce			
Mn^{+2}	tracce			
As^{+5}	tracce			
Br^{-}	tracce			
I^{-}	tracce			
NO_3^{-}	tracce			
NO_2^{-}	tracce			
H_3BO_3	tracce			

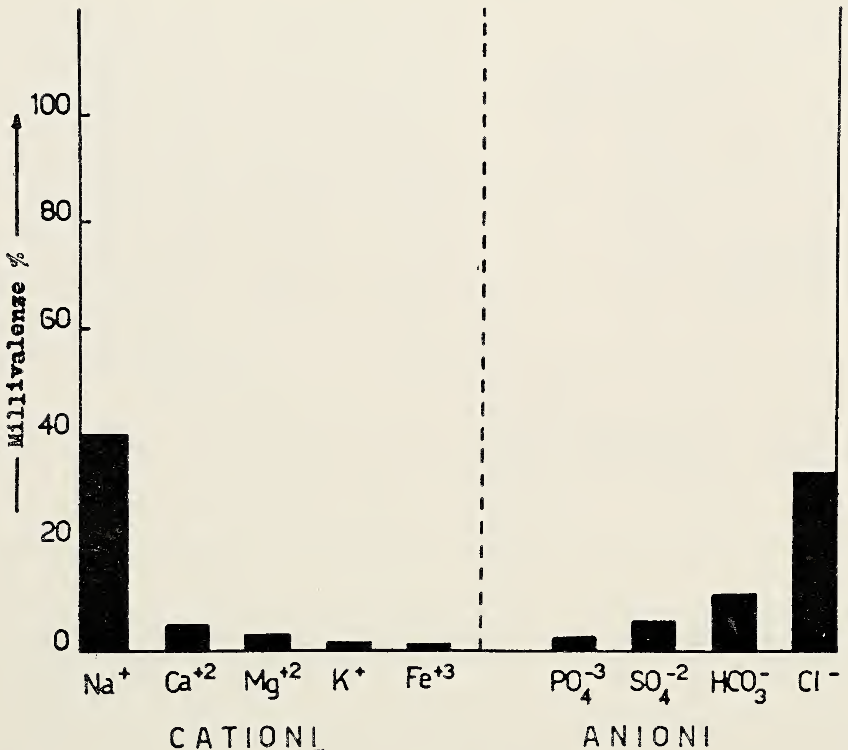


Fig. 2 — Rappresentazione grafica della composizione dell'acqua minerale della sorgente « Sprudel » di Agnano.

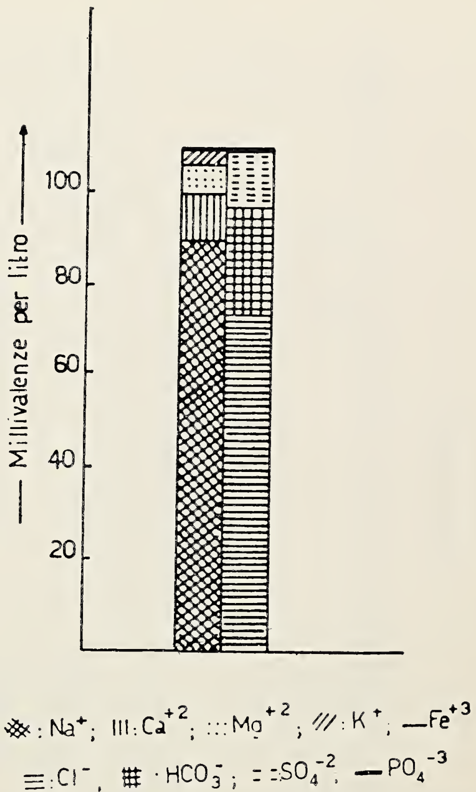


Fig. 3 — Rappresentazione grafica comparativa della composizione in millivalenze per litro tra cationi ed anioni dell'acqua della sorgente « Sprudel » di Agnano.

TABELLA VI.

Sostanze componenti il residuo di un litro di acqua minerale, espresse in metalli e residui acidi

Denominazione	Formula	grammi/litro
Sodio	Na	2,0500
Potassio	K	0,1215
Calcio	Ca	0,2046
Magnesio	Mg	0,0840
Ferro	Fe	0,0054
Residuo cloridrico	Cl	2,6167
Residuo solforico	SO_4	0,5791
Residuo carbonico	CO_3	0,6961
Residuo fosforico	PO_4	0,0190
Silice	SiO_2	0,1351
Residuo fisso calcolato dai dati analitici		6,5115
Residuo fisso determinato per evaporazione dell'acqua ed essiccazione a 180°C		6,5249
Differenze dovute a sostanze organiche ed a perdite . . .		0,0134

Le rappresentazioni grafiche allegate (figg. 2 e 3) mostrano rispettivamente, la composizione dell'acqua minerale analizzata e la composizione comparata in millivalenze per litro tra cationi ed anioni della stessa.

L'acqua della sorgente « Sprudel » di Agnano oggetto delle presenti ricerche analitiche chimiche e chimico-fisiche in base alla classificazione delle acque minerali schematizzata da Marotta e Sica, può definirsi: ipertermale, salso-solfato-alcalino-terrosa, ricca di elementi oligodinamici tra i quali bromo e iodio.

Istituto di Chimica Farmaceutica e Tossicologica dell'Università di Napoli.

Napoli, ottobre 1966.

RIASSUNTO

É stata analizzata l'acqua della sorgente « Sprudel » sita nelle Terme di Agnano (Napoli).

Le analisi chimiche e chimico-fisiche effettuate, permettono di definire l'acqua come: ipertermale salso-solfato-alcalino terrosa, ricca di oligoelementi tra i quali bromo ed iodio.

SUMMARY

Water from the spring of « Sprudel » located within the Terme Agnano (Neaples), has been analysed.

The chemical and chemical-physical results, permit us to define the analysed water as: hyperthermal salt-sulphate-alkaline earth, rich of oligoelements, e.g. bromide and iodine.

Contributo alla conoscenza delle alveoline albiano - cenomaniane della Campania (*) (1)

Nota del socio PIERO DE CASTRO

(Tornata del 25 novembre 1966)

§ 1. — PREMESSA.

In un mio precedente lavoro paleontologico-stratigrafico (DE CASTRO, 1965) sul gruppo montuoso del Tifata, segnalai, circa un anno fa, nel Cenomaniano della zona di Caserta, la presenza di ricche faune a *Soritidae* ed *Alveolinidae*; tra quest'ultime citavo la presenza di *Sellialveolina viallii* COLALONGO, *Cisalveolina fallax* REICHEL e, prima segnalazione per l'Appennino, forme appartenenti con ogni probabilità al genere *Ovalveolina* di cui avevo già intrapreso lo studio.

La conferma dell'esistenza del predetto genere nel Cretacico dell'Appennino (M. Lepini), si legge anche nel recentissimo lavoro di ANGELUCCI A. e DEVOTO G. (1966), in cui gli Autori riferiscono d'aver riscontrato la presenza di calcari ad *Ovalveolina* sp. sottostanti stratigraficamente alla zona a *Sellialveolina viallii.*

Scopo della presente nota è quello di illustrare i risultati finora

---

(*) Lavoro eseguito col contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

(1) Desidero ringraziare la Chiar.ma Prof. ANGIOLA MARIA MACCAGNO, direttore dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli e la Chiar.ma Prof. MARIA MONCHARMONT-ZEI per la consueta prodigalità di consigli e di mezzi con cui hanno accompagnato il presente lavoro.

Un ringraziamento particolare rivolgo al Chiar.mo Prof. MANFRED REICHEL del Geologisch-paläontologisches Institut, Bernoullianum, di Basilea per tutte le cortesie usatemi e le osservazioni sulle specie da me istituite in questo lavoro.

Ringrazio ancora il Chiar.mo Prof. DON L. FRIZZELL della Missouri School of Mines ed il Dr. R. WRIGHT BARKER della Esso Production Research per la benevolenza e la gentile premura dimostratemi nell'invio dei topotipi, rispettivamente, di *Borelis cardenasensis* e *Barkerina barkerensis*.

conseguiti nello studio sulle alveoline cretaciche della Campania, a causa dell'importanza sia paleontologica che stratigrafica che esse rivestono.

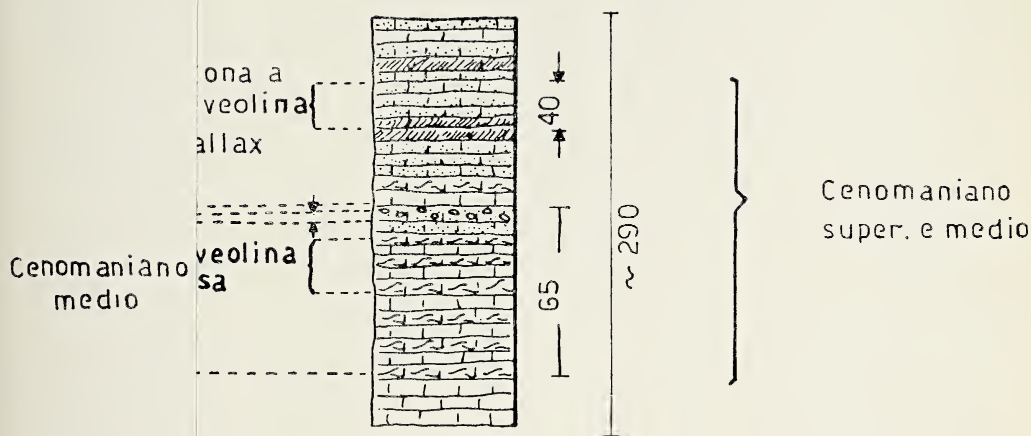
Si è infatti potuto accertare, nei sedimenti del Mesozoico superiore della Campania, la presenza di tre specie di *Ovalveolina* tutte nuove



Fig. 1. — Ubicazione dei rilievi, rappresentati da un cerchietto e col nome sottolineato, da cui provengono gli olotipi ed i paratipi di *Ovalveolina reicheli* n. sp., *Ovalveolina crassa* n. sp. ed *Ovalveolina maccagnoi* n. sp. (Base geografica alla scala 1:1.000.000).

per la scienza, la cui distribuzione stratigrafica complessiva si estende dall'Albiano basale (tutt'al più Aptiano terminale) fino al Cenomaniano medio.

Propongo per queste tre specie i nomi di *Ovalveolina reicheli, Ovalveolina crassa, Ovalveolina maccagnoi.* La loro posizione stratigrafica è rappresentata nella fig. 2 e risulta da due serie stratigrafiche, tra loro correlate, campionate una al Monte S. Michele presso Maddaloni



Cenomaniano e Albiano

Alveolinidae in alcuni rilievi dei dintorni di Caserta

a calcilu-
.

 conglomerati calcarei poligenici.

ıbordina-

 calciruditi ad elementi calcarei poligenici.

Aptiano

ımeratico.
ı » della

 calcari d'aspetto conglomeratico costituiti da calcilutiti o calcareniti. passanti sia lateralmente che verticalmente nell'ambito dello. stesso strato a conglomerati calcarei poligenici.

li sottili,

 calcari bianchi costituiti da calcareniti. con o senza frammenti di rudiste s.s.; calcareniti o calciruditi con frammenti piccoli e grossi di rudiste s. s. (calcari pseudosaccaroidi bianchi).

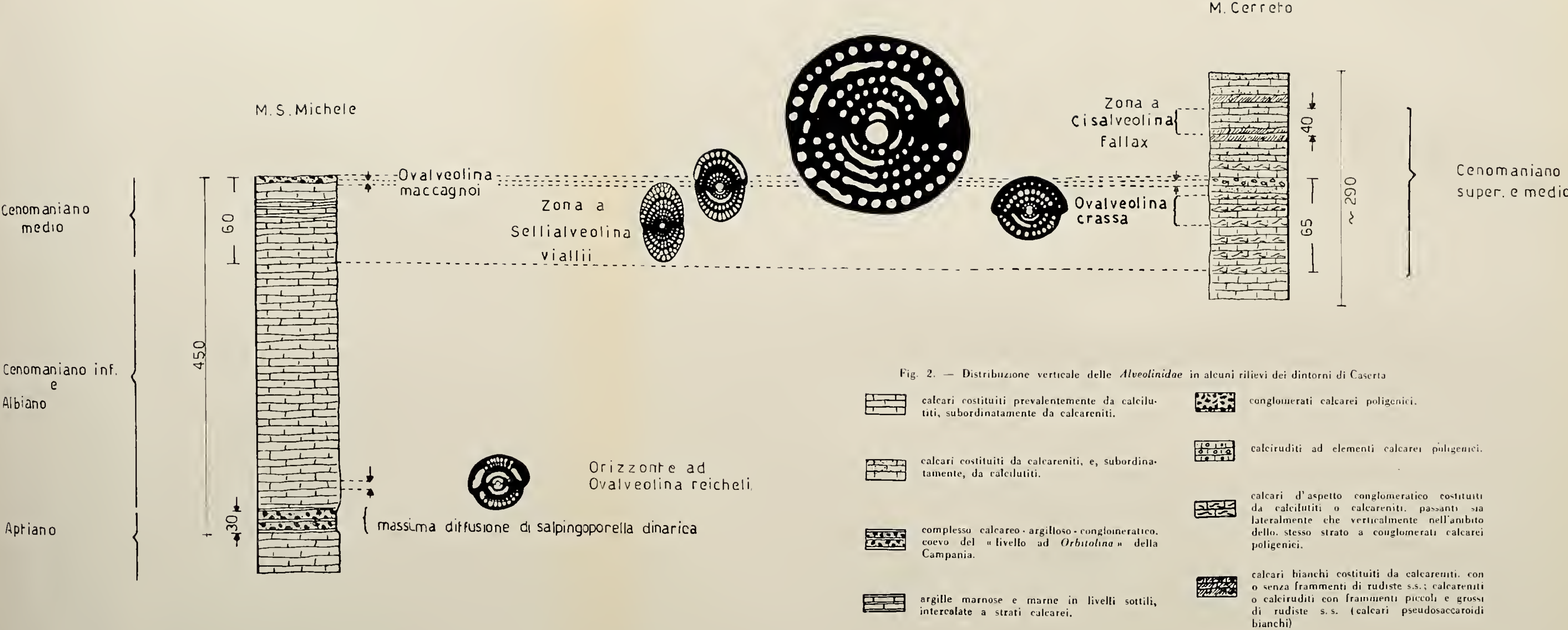


Fig. 2. — Distribuzione verticale delle *Alveolinidae* in alcuni rilievi dei dintorni di Caserta

(Caserta) e l'altra nel vicino rilievo di Monte Cerreto presso Tuoro (Caserta). Notizie particolareggiate sulle ora dette campionature sono state già esposte in un precedente lavoro (De Castro P., 1965).

Ovalveolina reicheli è una tipica alveolina caratterizzata principalmente da un guscio nautiloide, muraglia e setti notevolmente robusti, un ampio canale presettale, forma particolare delle loggette paragonabili a gallerie che si elevano e si allargano gradualmente, infine dalla forma delle aperture principali le quali variano le loro dimensioni procedendo dalla parte interna verso quella esterna del setto.

Ovalveolina reicheli rappresenta la specie di alveolinide più antica conosciuta ed era stata fin'ora indicata nei lavori geo-paleontologici sull'Italia meridionale come *Barkerina sp.*

Quest'ultimo genere fu istituito da Frizzell e Schwartz nel 1950 in base allo studio di numerosi esemplari isolati da residui di lavaggio, ed attribuito alla famiglia *Lituolidae*, sia per la tassia che per la struttura del guscio: « *Wall arenaceous without chitin,... composed almost entirely of calcareous detritus, medium coarse grained to microgranular* ». Alla stessa famiglia e per gli stessi caratteri il genere *Barkerina* è attribuito anche da Rauzer-Chernousova e Fursenko (1959) nei quali si legge come il genere sia rappresentato anche nell'Eocene dell'Ucraina occidentale.

Maync (1952), nel suo studio tassonomico e critico sui lituolidi, non comprende in questa famiglia il genere di Frizzell e Schwartz, a causa della suddivisione delle logge che esso presenta (Maync, 1952, pag. 45) pur concordando pienamente con gli Autori predetti per i caratteri da essi riconosciuti al nuovo genere (Maync, 1952, pag. 44).

Per Smout (1956), Sigal (1963), e Loeblich e Tappan (1964), il genere *Barkerina*, cui attribuiscono guscio calcareo microgranulare e logge divise da setti secondari trasversali, fa parte della famiglia *Barkerinidae.*

Sartoni e Crescenti (1963) segnalarono per primi la presenza delle forme da me indicate come *Ovalveolina reicheli* nel Cretacico dell'Appennino, attribuendole a *Barkerina* sp. Gli Autori citati asseriscono che i loro esemplari « *ben corrispondono alla descrizione del genere data da* Frizzell e Schwartz »; Sartoni e Crescenti considerano, però, porcellanaceo il guscio dei loro esemplari, per cui propendono per attribuire alle *Alveolinidae* il genere *Barkerina.*

Le forme osservate da Sartoni e Crescenti, quelle cioè appartenenti alla nuova specie *Ovalveolina reicheli*, non solo hanno un guscio porcellanaceo calcareo-imperforato ma presentano anche le logge divise

in loggette provviste di un ampio canale presettale; quest'ultimo carattere è da considerare un elemento strutturale essenziale delle alveolinide (Smout, 1963, pagine 226 e 247) ed è distintamente osservabile sia negli esemplari da me studiati che in tutti quelli figurati da Sartoni e Crescenti.

Non è possibile, quindi, per quanto si è detto, che gli esemplari osservati e figurati da Sartoni e Crescenti possano corrispondere alla descrizione del genere data da Frizzell e Schwartz sia per la natura del guscio sia per la struttura interna.

Il genere *Barkerina*, secondo la descrizione dei suoi Autori, non ha, infatti, un guscio porcellanaceo né un canale presettale. I suoi setti secondari, anche se possono arrestarsi prima del pavimento della loggia, sono continui per tutta la lunghezza della muraglia (ciò è ben osservabile sugli esemplari erosi) e non s'arrestano anteriormente per concorrere alla formazione del canale presettale. Frizzell e Schwartz hanno, infatti, osservato che « *Transverse partitions... are pendent below the wall of the test and continuous with it. They sometimes touch the walls of preceding whorls, but often do not extend that low* ».

Ovalveolina reicheli è presente nei sedimenti marini di retroscogliera dell'Appennino centro-meridionale ed in Sicilia (Montanari, 1964, *sub Barkerina sp.*). Secondo le mie osservazioni, gli strati che la contengono, costituiti da calcareniti e calcareniti dolomitiche, presentano uno spessore complessivo inferiore ad una decina di metri e sovrastano sempre di circa 30 metri i livelli in cui *Salpingoporella dinarica* Radoicic raggiunge la sua massima fioritura. In quest'ultimi è compreso, quando presente, il noto livello ad orbitoline della Campania.

Ovalveolina maccagnoi è una forma di dimensioni molto piccole, caratterizzata soprattutto da un guscio nautiloide in cui, specialmente nello stadio adulto, la larghezza delle logge supera notevolmente la lunghezza.

I sedimenti che la contengono, che sono presenti nella parte più alta della biozona a *Sellialveolina viallii* Colalongo distinta da Devoto 1964, costituiscono complessivamente una successione di calcareniti di solo 4-5 metri di spessore.

Ovalveolina crassa è una forma nautiloide subsferica che presenta rimarchevoli somiglianze, per la struttura semplice e massiccia, con *Ovalveolina ovum* Reichel; se ne differenzia però principalmente per lo spessore della muraglia che è più o meno uguale a quello dei setti, contrariamente a quanto si verifica in *Ovalveolina ovum*, dove il fatto

che il primo sia circa la metà del secondo, è assunto da Reichel come uno dei caratteri della specie da lui istituita (Reichel, 1936, pag. 71).

Questa nuova specie, per quanto non ricorra mai abbondante nei sedimenti, ha una dispersione stratigrafica verticale di circa una sessantina di metri di spessore al Monte Calvi (presso Garzano in provincia di Caserta) e di circa 40 metri al Monte Cerreto (presso Tuoro in provincia di Caserta).

Gli strati ad *Ovalveolina crassa* si trovano, nelle serie campionate, al M. Cerreto, nella parte mediana della zona a *Sellialveolina viallii*; al M. Calvi, dove *Sellialveolina viallii* manca, i livelli ad *Ovalveolina crassa* incominciano un poco dopo i primi livelli a *Peneroplis planatus parvus* De Castro e terminano un po' prima degli ultimi livelli contenenti lo stesso *Peneroplis*. La distribuzione stratigrafica di quest'ultima forma, per quanto già detto in un precedente lavoro (De Castro, 1965), è da ritenere, con buona approssimazione, uguale a quella di *Sellialveolina viallii*.

Famiglia ALVEOLINIDAE Ehremberg

Genere OVALVEOLINA Reichel

Ovalveolina reicheli n. sp.

figg. 4, 8, 9; Tav. I-III, XV

1963 *Barkerina* sp. Sartoni e Crescenti, Giornale geol.; pag. 290; Tav. 30; Tav. 52, figg. 3-4.

1964 *Barkerina* sp. Montanari, Riv. Miner. Siciliana, tav. 5, figg. 15-18.

La specie è stata istituita su esemplari riscontrati soltanto in sezione sottile. La descrizione ad essa relativa si basa su preparati ricavati da un unico campione di roccia, contrassegnato dal numero A. 3023.

Questo campione è stato raccolto sul versante occidentale, più aspro e strapiombante sul fiume Titerno, della collina La Rocca presso Monte Cigno (Tavoletta 173 IV NO, Cerreto Sannita) alla quota approssimata di 700 metri e ad una settantina di metri a sud della cima del rilievo (q. 746) (vedi figura 3).

Nel campione studiato, la specie, per quanto frequente, non è mai numerosa. Le sue condizioni di fossilizzazione sono discrete e senz'altro migliori di quelle che essa presenta nelle altre località in cui la si è personalmente rinvenuta. Sono frequentissimi, negli esemplari esaminati, dei fori rotondi nello spessore delle parti scheletriche del guscio, specialmente nella muraglia.

Questi fori che interrompono la continuità del guscio, sono dovuti sicuramente all'azione di parassiti.

Nel campione di roccia che ha fornito i paratipi, *O. reicheli* è rappresentata da forme macrosferiche; non è da escludere, però, la possibilità che studi successivi e su materiale più ricco possano precisare l'appartenenza di alcune forme con proloculo molto piccolo, da me riscontrate, ad altre generazioni (vedi in seguito).

Origine del nome: il nome assegnato alla nuova specie è il personale, doveroso ossequio a chi, più di tutti, ha contribuito alla conoscenza delle *Alveolinidae*.



Fig. 3. — Porzione della tavoletta I.G.M., alla scala 1:25.000, 173 IV NO-Cerreto Sannita, in cui si trova il rilievo La Rocca da cui proviene il campione di roccia contenente l'olotipo ed i paratipi di *Ovalveolina reicheli* n. sp.

Descrizione.

Caratteri esterni.

Ovalveolina di forma nautiloide subsferica, da lievemente depressa a lievemente compressa lateralmente. Le suture, lievemente depresse, meno spesso liscie, sono arcuate, nella regione equatoriale, verso gli stati ontogenetici precedenti. La faccia orale, arcuata, è provvista di una apertura costituita da una sola serie di fori di forma particolare; questi infatti, che d'ora in poi, chiamerò aperture principali, variano la loro forma procedendo dalla parte interna del setto (quella cioè verso il vano della loggia) verso quella esterna (verso, cioè, la loggia successiva). Nella parte interna del setto le aperture principali sono rotonde, quindi, procedendo verso l'esterno, si rastremano lateralmente facendosi nello stesso tempo più elevate;

sulla superficie esterna del setto ogni apertura principale assume, alla fine, la forma di una stretta fessura verticale molto lunga. Essa infatti si estende sul setto per tutta, o quasi tutta, l'ampiezza di esso che sottostà alla muraglia della loggia successiva (fig. 4).

Mancano aperture secondarie ed accessorie. Aperture accessorie, aprentisi nella muraglia, possono venire, però, simulate da rotture in corrispondenza della muraglia stessa, nei punti di saldatura di una loggia con la loggia precedente.

Le dimensioni più comuni riscontrate nella maggior parte degli individui adulti, che in questa specie, presentano 3-4 giri di muraglia, oscilla tra 0,458-0,974 mm. Le dimensioni massime, cioè di 1,207 mm., sono state dedotte da un individuo con circa 5 giri di muraglia.

Caratteri interni.

La loggia iniziale: la loggia iniziale macrosferica di *O. reicheli* è sferica. Su 44 esemplari misurati, tutti, tranne sei, presentano dimensioni del proloculo, comprese tra 0,058 e 0,092 mm. Negli altri sei esemplari, invece le dimensioni della loggia iniziale sono più piccole e variano tra 0,033 e 0,050 mm.; in questi ultimi, né la piccolezza delle misure ora dette né l'andamento talora irregolare del primo giro (talora circa un giro e mezzo) mi possono far essere sicuro che si tratti di un'altra generazione.

Alcuni degli esemplari con proloculo di piccole dimensioni, infatti, sembrano non presentare regolarità nell'avvolgimento, ma questo fenomeno si verifica anche in alcune forme in cui si sono misurate dimensioni della loggia iniziale, di 0,058 mm.; lo stesso fenomeno, per quanto in misura più ridotta, in quanto interessava solo il primo mezzo giro della spira, è stato osservato in esemplari con proloculo di 0,083 mm.

Nemmeno le dimensioni dell'intero guscio sembra che possano apportare, almeno per il momento a causa del numero non elevato degli esemplari osservati, prove sicure per il riconoscimento di eventuali, diverse, generazioni della stessa specie.

Però, come non è da escludere che popolazioni più numerose possano permettere di separare generazioni diverse tra gli esemplari da me riscontrati, non è nemmeno da escludere l'ipotesi che in questa specie, la più antica del genere, ad un dimorfismo nucleare non corrispondesse alcun dimorfismo morfologico.

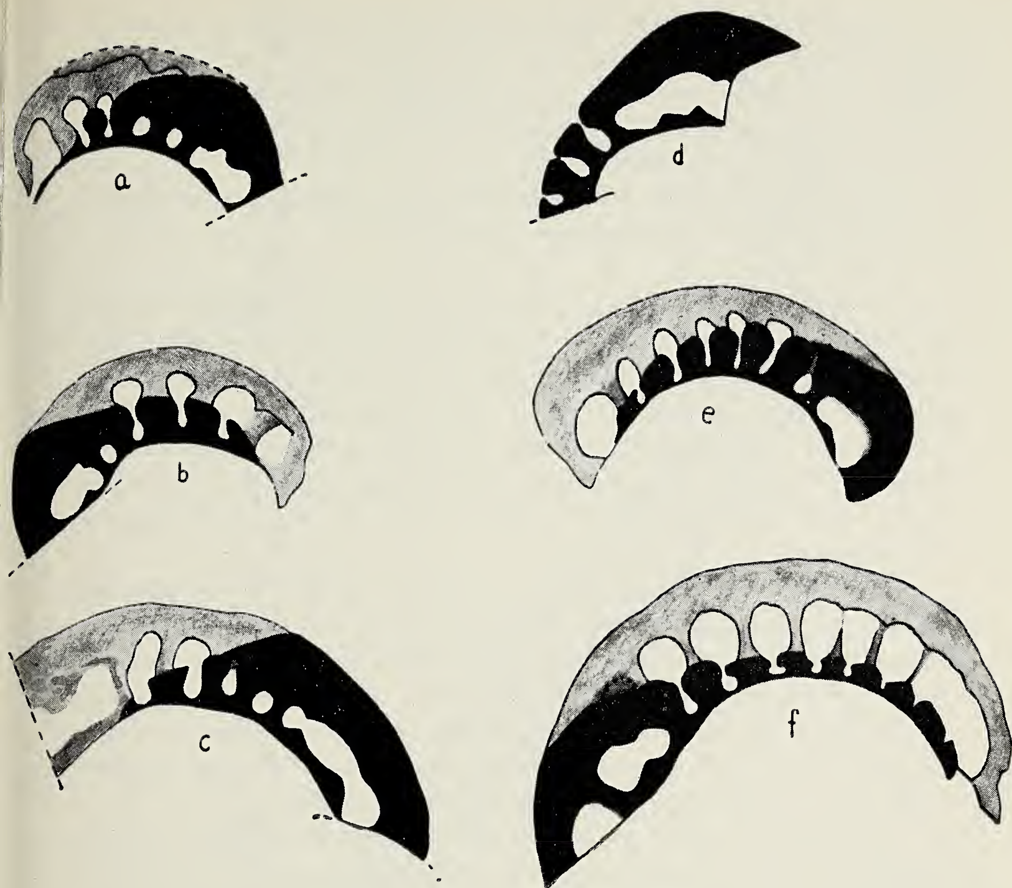


Fig. 4. — Sezioni variamente orientate di logge di *Ovalveolina reicheli* n. sp.
Per una maggiore chiarezza si sono indicate con due colori diversi, nero e grigio, due logge diverse in successione; i vani delle logge sono indicati in bianco. Le figure lasciano dedurre la forma particolare delle aperture principali; queste sono rotonde nella parte interna del setto, quindi, procedendo verso la parte esterna del setto, si rastremano lateralmente facendosi nello stesso tempo più elevate; sulla superficie esterna del setto ogni apertura ha la forma di una fessura diretta in senso equatoriale.
I disegni sono riproduzioni parziali, eseguite alla camera lucida, di esemplari in sezione sottile.
a disegno da sezione subequatoriale obliqua. Preparato: A. 3023.19
b disegno da sezione subassiale obliqua. Preparato: A. 3023.20
c disegno da sezione subequatoriale obliqua. Preparato: A. 3023.90
d disegno da sezione subequatoriale obliqua. Preparato: A. 3023.19
e disegno da sezione assiale lievemente obliqua. Preparato: A. 3023.80
f disegno da sezione subequatoriale obliqua. Preparato: A. 3023.20
Ingrandimento per tutte le figure: circa 94 ×.

Il collo del proloculo: Alla loggia iniziale segue un collo chiaramente flessostilo dell'ampiezza, in senso spirale, di circa 90°. Esso è depresso in senso assiale ed ha un'altezza variabile tra 0,012 e 0,016 mm. Lo spessore delle sue pareti, così come quelle del proloculo, è molto sottile e non supera 0,005 mm.

Subito dopo il canale flessostilo, lo spessore della muraglia presenta un brusco e notevole aumento dello spessore.

Andamento della spira: I giri della muraglia crescono in modo piuttosto regolare sia in senso equatoriale che in senso assiale. Col crescere del numero d'ordine del giro si nota infatti (vedi figure 5 e 6 sulle variazioni dei diametri assiali ed equatoriali) che sia le curve esprimenti le variazioni dei suddetti parametri relative a singoli individui, sia l'area complessiva dedotta dalle singole curve degli individui misurati, crescono secondo la stessa legge, che è solo lievemente esponenziale.

Dall'esame della popolazione studiata, risulta che, procedendo dall'ultima loggia del primo all'ultima del quarto giro, il diametro equatoriale cresce da 0,125-0,216 a 0,724-0,974 mm.; meno frequentemente da 0,116-0,216 a 0,608-1,099 mm.

Nello stesso intervallo ontogenetico sopra considerato, si sono osservati valori del diametro assiale da 0,116-0,175 mm. a 0,583-0,749 mm. e meno frequentemente fino a 0,916 mm.

L'andamento della spira è perciò abbastanza semplice. Alcune anomalie si sono però osservate nell'ambito del primo giro; raramente esse sembrano interessare anche un giro e mezzo. Le anomalie più accentuate, interessanti il primo giro e occasionalmente il primo giro e mezzo, consistono nel fatto che il tratto di spira pertinente a questa porzione dell'avvolgimento viene a trovarsi nel piano che contiene la sezione assiale dei giri successivi. In altri casi, invece, il tratto di spira pertinente al collo del proloculo ed a parte o a tutte le logge del primo giro viene a giacere tra i due piani definiti dalle seguenti sezioni dell'esemplare adulto: la sezione equatoriale e quella assiale perpendicolare al diametro equatoriale massimo dei singoli giri.

Il rapporto tra la lunghezza e la larghezza dei giri, cioè l'indice d'allungamento, è compreso tra 0,87 e 1,09 (fig. 7). Nell'ambito dello stesso individuo, esso, in genere, può mantenersi costante oppure, indifferentemente, crescere o diminuire nel giro successivo.

Le logge: Il numero delle logge per giro cresce molto lievemente; esso aumenta da 4, occasionalmente 3, nel primo giro fino a 6-8 nel

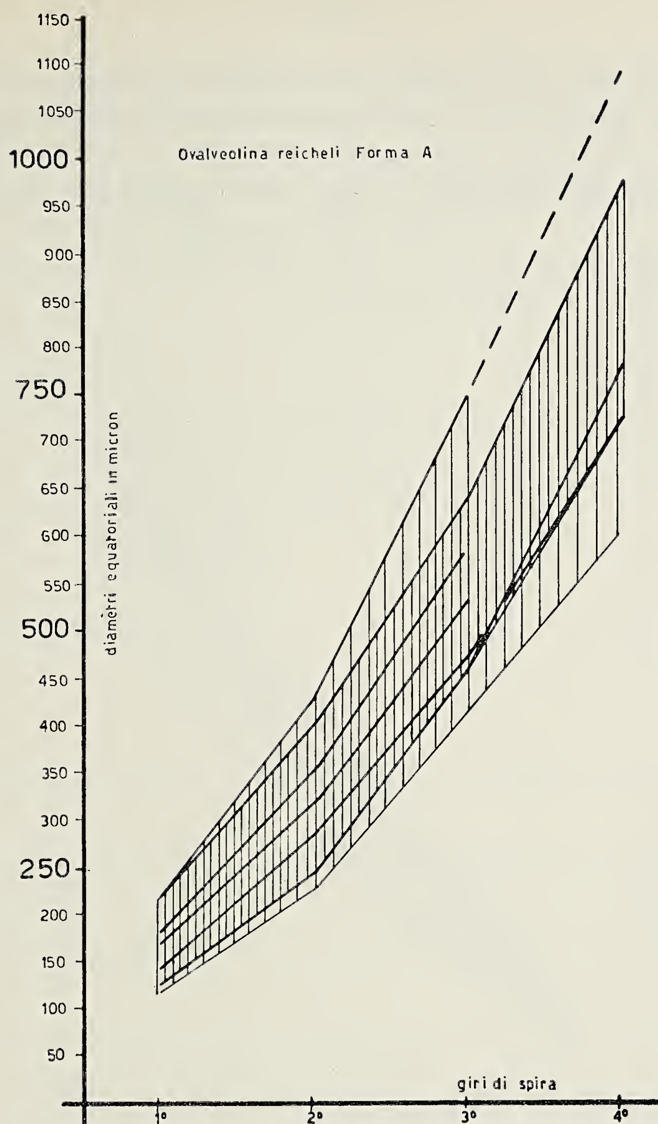


Fig. 5. — Campo di variazione dei valori del diametro equatoriale col crescere del numero d'ordine del giro di muraglia in *Ovalveolina reicheli.*
Le misure più frequenti corrispondono all'area con linee verticali più fitte; quelle meno frequenti all'area con linee verticali meno fitte.
Le linee a tratto più marcato si riferiscono ognuna ad un determinato individuo. Lo spazio, che nella parte superiore destra della figura è compreso tra l'area con linee verticali e la linea tratteggiata, indica un campo in cui possono esistere i valori del diametro equatoriale ad esso relativo anche se questi valori non sono stati riscontrati nella popolazione studiata a causa, probabilmente, del numero poco elevato degli esemplari osservati.

terzo. Esemplari con quattro giri di spira, in sezione equatoriale, se ne sono osservati solo due; essi presentavano 7-8 logge nell'ultimo giro.

In sezione equatoriale le logge sono sensibilmente arcuate e la

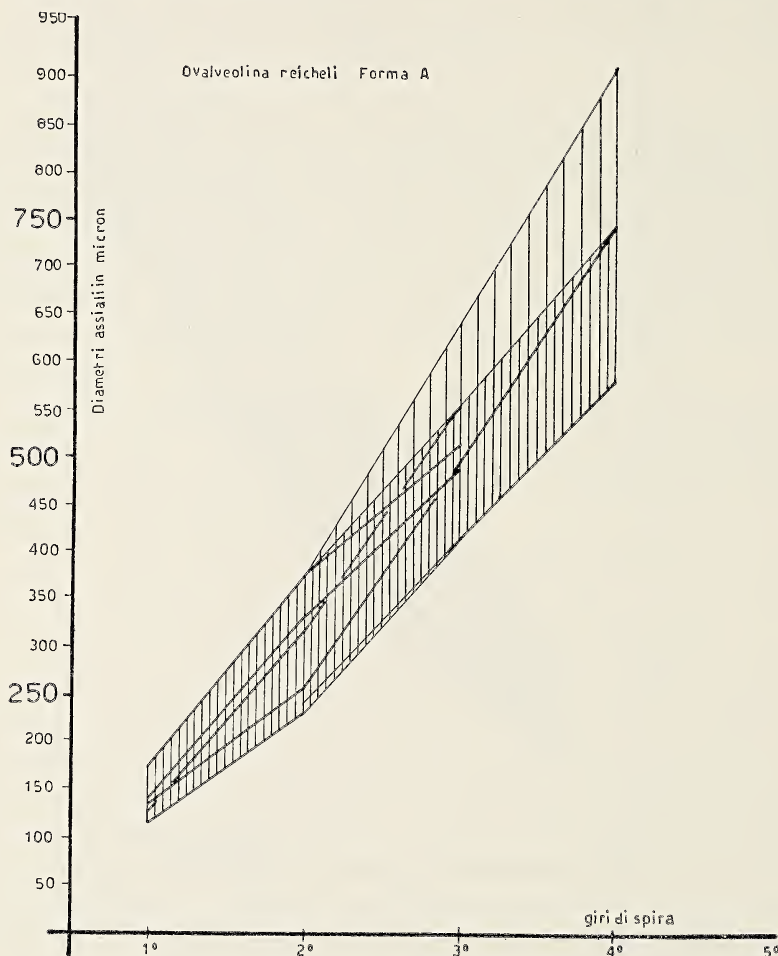


Fig. 6. — Campo di variazione dei valori del diametro assiale col crescere del numero d'ordine del giro di muraglia in *Ovalveolina reicheli*.
All'area con linee verticali più fitte corrispondono misure più frequenti; a quella con linee verticali meno fitte, misure meno frequenti. Le linee a tratto più marcato si riferiscono, ognuna, a misure osservate nello stesso individuo.

loro altezza, variante dalla fine del primo giro alla fine del quarto rispettivamente da 0.033-0,062 a 0,099-0,183 mm., raggiunge nel piano equatoriale la massima dimensione in corrispondenza della parte me-

diana della loggia stessa. Anche il vano interno delle logge raggiunge, nelle sezioni equatoriali, la massima altezza in corrispondenza della parte mediana; esso, invece, si restringe nella parte anteriore e in special modo in quella posteriore, dove si estende sensibilmente al di sopra del setto della loggia precedente (fig. 9).

Il vano interno della loggia viene in definitiva ad assumere la

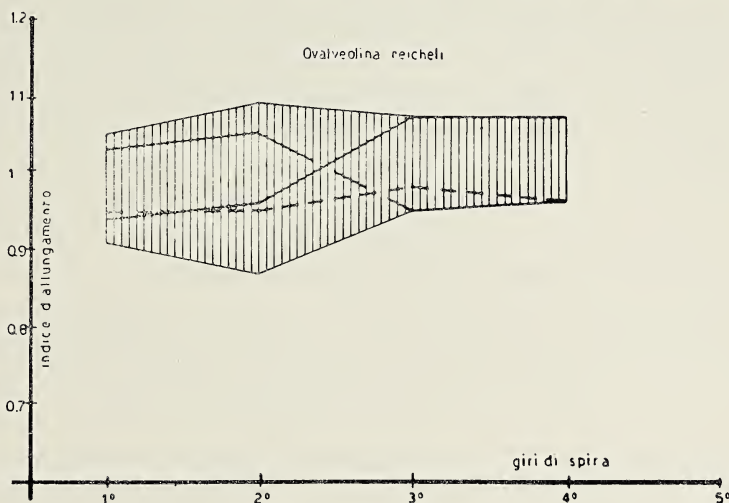


Fig. 7. — Campo di variazione, indicato con linee verticali, dei valori dell'indice d'allungamento col crescere del numero d'ordine del giro di muraglia in *Ovalveolina reicheli.*
Ogni linea a tratto marcato rappresenta la successione degli indici d'allungamento in un singolo individuo.

forma di un triangolo ottuso a lati arcuati in cui il vertice, corrispondente all'angolo maggiore, coincide col punto di contatto della estremità distale del setto della loggia precedente col pavimento della loggia che si considera.

L'altezza massima del vano interno della loggia, il quale cresce dalla fine del 1° giro alla fine del 4° giro da 0,012-0,033 a 0,058-0,100 mm., è dello stesso ordine di grandezza di quella della muraglia: uguale, poco superiore o poco inferiore. Solo nello stadio più adulto si può assistere ad un netto prevalere della luce della loggia rispetto allo spessore della muraglia. L'altezza del vano interno della loggia è in genere 2,5-3 volte più piccola della massima ampiezza in senso spirale della loggia stessa. Si possono però osservare rapporti maggiori o minori di quelli ora detti.

Nella sezione assiale, l'altezza della loggia, così come lo spessore della muraglia, si mantengono approssimativamente costanti o decrescono solo molto lievemente dalla regione equatoriale a quella assiale.

La muraglia è molto robusta: il suo spessore, considerato nella zona di massima ampiezza, cresce dall'ultima loggia del 1° giro all'ultima loggia del 4° giro da 0,014-0,033 a 0,041-0,066 mm. Esso, come si è detto, tranne che nello stadio più adulto, è dello stesso ordine di grandezza dell'altezza del vano della loggia. Nell'ambito delle singole logge, il suo spessore, nelle sezioni equatoriali, non è costante, ma presenta due massimi: uno in corrispondenza della parte mediana della loggia ed un altro in corrispondenza dell'attacco con la loggia precedente.

Non è raro notare dei casi in cui la muraglia, dalla parte interna della loggia, accenni a protendersi verso il pavimento della loggia stessa (vedi fig. 9, disegno C, 2ª loggia da sinistra).

Endoscheletro. L'endoscheletro è costituito in questa specie da un'unica serie di setti secondari. La lama basale manca o si riscontra in misura ridotta e molto raramente, a partire dal 3° giro.

Setti secondari: su circa 90 coppie di setti secondari osservate, ogni coppia essendo costituita da un setto secondario appartenente ad una loggia e da un altro setto secondario appartenente alla loggia successiva, si è riscontrato che 75 coppie di setti si trovavano in continuità e 15 in alternanza.

In base a queste osservazioni ed a quanto espongo subito in seguito, mi sembra di poter affermare che questa specie ha i setti secondari disposti in modo continuo.

L'alternanza, in molti casi, è infatti solo apparente e dovuta alla moltiplicazione di questi elementi strutturali, col progredire dell'ontogenesi, nelle logge successive.

In altri casi le alternanze osservate fra i setti secondari sono anche da considerare probabilmente soltanto apparenti a causa dell'ampiezza che in *O. reicheli* presenta il canale presettale; questo fatto rende, infatti, talora difficile apprezzare la continuità. Inoltre è probabile che in alcuni casi le alternanze rappresentino solo delle malformazioni.

I setti secondari diminuiscono sensibilmente in spessore procedendo dalla parte posteriore della loggia verso quella anteriore; essi si arrestano poco dopo aver superato l'estremità infero-anteriore del setto della loggia precedente, tranne due sottili apofisi che si spingono,

lungo il pavimento ed il tetto della loggia, verso l'apertura. È sul setto della loggia precedente che s'impianta perciò la superficie maggiore di essi.

Tenendo presente la descrizione già esposta del vano interno della loggia, è chiaro come la forma dei setti secondari, i quali si deprimono sempre più verso il tetto della loggia procedendo verso la parte posteriore della loggia stessa, sia del tutto particolare (vedi fig. 8).

Non è possibile poter fornire delle misure sullo spessore dei setti secondari nelle logge successive in maniera che le misure stesse possano essere indici di determinati stadi ontogenetici. Ciò è dovuto al già detto aumento progressivo che i setti secondari presentano procedendo verso la parte posteriore della loggia dove le coppie contigue tendono a raccordare le loro estremità superiori.

Le loggette: Procedendo verso la parte anteriore della loggia, la forma delle loggette è paragonabile ad una galleria che si eleva e si allarga gradualmente.

Questa forma tutta particolare è la logica conseguenza di alcuni fenomeni sopra detti e concomitanti:

— il crescere verso la parte posteriore della loggia dello spessore dei setti secondari e la tendenza di questi a raccordare le loro estremità superiori con quelle dei setti secondari contigui nelle loro parti prossimali.

— l'obliquità dei setti delle logge, i quali si protendono sensibilmente nel vano della loggia successiva.

— il fatto che la superficie maggiore di ogni setto secondario è ubicata nella parte della loggia che sovrasta il setto della loggia precedente.

Per gli stessi motivi ora detti le loggette presentano, perciò, nelle sezioni assiali degli esemplari, forme ad arco sempre più elevato man mano che ci si sposta dalla parte posteriore a quella anteriore della loggia.

Il numero delle loggette, nelle logge successive, cresce da circa 6-8 nell'ultima loggia del 2° giro a circa 18 nell'ultima del 4°.

In quanto alla loro altezza e larghezza è da notare che, anche se ci si riferisce esclusivamente a sezioni assiali, queste due dimensioni risultano estremamente variabili, a causa della forma suddetta delle loggette, a seconda della posizione del taglio nell'ambito delle loggette stesse.

Si osserveranno sezioni di loggette via via crescenti man mano

che la sezione assiale si sposta dalla parte posteriore verso quella anteriore della loggia. L'altezza delle loggette varia, perciò, da dimensioni minime nella parte posteriore della loggia fino alle dimensioni già dette per la massima ampiezza in senso equatoriale del vano della loggia.

Il canale presettale: Il canale presettale è ampio; esso occupa la maggior parte della porzione media-anteriore, quella cioè più ampia, della loggia. Il vano ad esso relativo, in corrispondenza dei setti secondari, termina, verso la parte posteriore della loggia, poco prima dell'estremità distale inferiore del setto della loggia precedente; spesso però sembra anche raggiungere questo limite che, in ogni caso, non supera.

Il canale presettale ha, in sezione equatoriale, la forma di una ovale il cui asse, obliquo rispetto alla spira, è disposto in modo tale che la parte più depressa della ovale stessa coincide con l'angolo infero-anteriore del vano della loggia. Per quanto più raramente nella stessa sezione considerata, il canale presettale è subrotondo.

In senso assiale le sue dimensioni sono quasi costanti e decrescono lievemente verso i lati del guscio. Nelle sezioni assiali il canale presettale si presenta spesso distintamente festonato in corrispondenza dei setti secondari. Questo fenomeno è generalmente più evidente al pavimento della loggia anziché al tetto dove può, peraltro, essere assente.

Fig. 8. — Sezioni assiali e subassiali, talora un poco oblique, di logge di *Ovalveolina reicheli.*

Per una maggiore facilità d'interpretazione si sono indicate con due colori diversi, nero e grigio, due logge diverse in successione.

I disegni mostrano la forma particolare delle loggette nel tratto in cui il tetto della loggia cui esse appartengono sovrasta il setto della loggia precedente. In questo tratto le loggette assumono la forma di un arco che si fa sempre più elevato procedendo verso la parte anteriore della loggia e di conseguenza man mano che la superficie del setto della loggia precedente si abbassa.

Mancano in questa figura esempi che riproducono la forma delle loggette nel tratto compreso tra la fine del setto della loggia precedente ed il canale presettale. In quest'ultima zona, molto ristretta, le loggette sono grossolanamente ellittiche diritte, spesso maggiormente espanse verso la base.

I disegni sono riproduzioni parziali, eseguite alla camera lucida, di esemplari in sezione sottile.

a preparato: A. 3023.76 — b preparato: A. 3023.81
c preparato: A. 3023.1 — d preparato: A. 3023.28

Ingrandimento per tutte le figure: circa 94 ×.

Le festonature molto lievi del canale presettale in corrispondenza del pavimento della loggia sono dovute alle minute apofisi con le quali

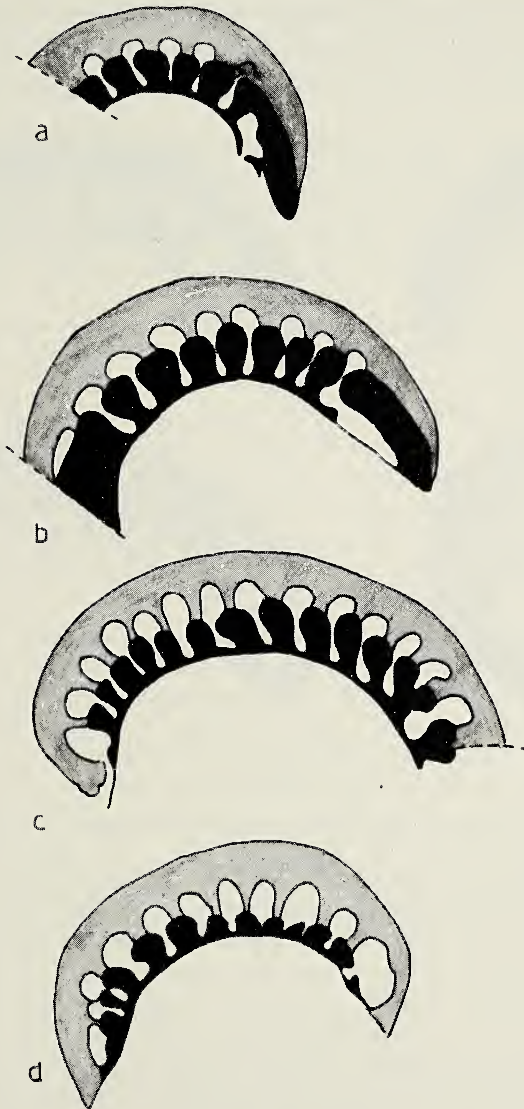


Fig. 8

i setti secondari si prolungano al di sotto del canale presettale. Le festonature più marcate del canale presettale in corrispondenza del pavimento della loggia e quelle, più deboli, in corrispondenza del tetto,

si vengono a formare quando il piano del taglio seca la superficie dei setti secondari in corrispondenza della parte posteriore del canale presettale; qui la detta superficie è rappresentata, al pavimento ed al tetto della loggia, da due porzioni subtriangolari simmetriche con il lato più arcuato aderente al contorno posteriore del canale pre-

---

Fig. 9. — *Ovalveolina reicheli.* Caratteri strutturali delle logge.

Per una maggiore facilità d'interpretazione ogni loggia è stata staccata lievemente da quella successiva. Si sono indicati in nero gli elementi dell'esoscheletro (muraglia e setti) e la lama basale, la quale in questa specie sembra essere presente solo nelle logge più adulte. I setti secondari sono indicati in grigio; i vani delle logge in bianco.

I simboli con cui vengono indicati gli elementi strutturali sono quelli adottati da Reichel (1936): cl = setto secondario, cpr = canale presettale, lb = lama basale, lt = loggette, pp = aperture principali, s = setto.

I disegni sono riproduzioni parziali (lievemente modificate nelle figure B e C), eseguite alla camera lucida, di esemplari in sezione sottile.

Figura A. (Preparato: A. 3023.63). La figura interessa parzialmente un esemplare in sezione prevalentemente assiale. Il piano del taglio attraversa, nell'ultima loggia, il canale presettale e la regione dei setti secondari; nella loggia che la precede la sezione incontra il setto, di cui mette in evidenza una successione di aperture principali, ed il canale presettale.

Figura B. (Preparato: A. 3023.5). La figura interessa parzialmente un esemplare in sezione prevalentemente assiale. Da sinistra a destra vengono interessate tre logge. Nella prima loggia il piano del taglio incontra una parte della regione del setto di cui mette in evidenza una breve successione di aperture. Nella seconda viene interessata la regione delle loggette, il canale presettale e, per intero, il setto. Le aperture principali, tagliate obliquamente, sono ben visibili nella regione del setto. Nella terza loggia viene incontrata dal taglio la regione prossimale delle loggette.

Figura C. (Preparato: A. 3023.58). La figura interessa parzialmente un esemplare in sezione equatoriale. A partire da sinistra, per l'ampiezza di circa tre logge, il piano della sezione decorre nello spessore dei setti secondari. Nella porzione destra della figura il piano del taglio non interessa i setti secondari. Quest'ultima parte del disegno non giace, naturalmente, nello stesso piano della prima; per rendere evidente questo fatto le due porzioni della figura risultano staccate tra loro.

Figura D. (Preparato: A. 3023.61). Sezione tangenziale interessante due logge successive di un giro esterno. Sono evidenti in questa figura il canale presettale, i setti secondari e le aperture principali. È da notare come le aperture principali si assottigliano verso l'esterno.

Nell'ultima loggia il canale presettale risulta apparentemente troncato lateralmente. Ciò è dovuto all'intersezione della superficie piana del taglio con la superficie globosa del guscio.

Ingrandimento per tutte le figure: circa 84 ×.

settale. Di queste due superficie subtriangolari quella inferiore è sempre la più sviluppata.

Alcune festonature più o meno ben marcate al pavimento della loggia si vengono a formare anche quando il piano del taglio interessa la parte più anteriore del canale presettale. In questa regione i setti secondari, dopo aver superato inferiormente con sottili apofisi il canale

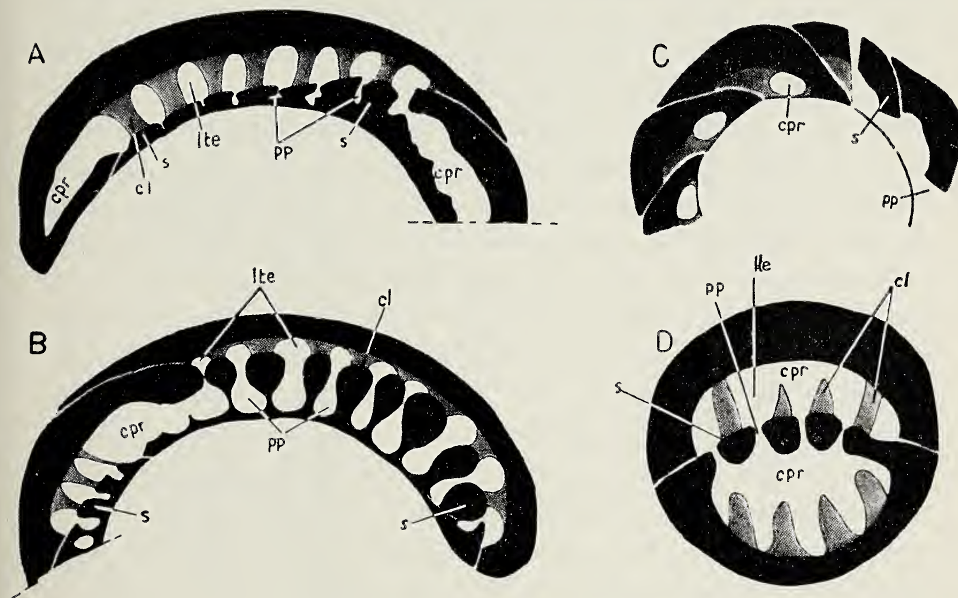


Fig. 9

presettale, assumono una consistenza maggiore tendendo a rimontare verso l'alto; essi danno, però, luogo a superficie trascurabili. In questa stessa regione ed in corrispondenza della parte superiore del canale presettale la superficie dei setti secondari è nulla.

Olotipo: tav. I, fig. 1.

Paratipi: tav. I, figg. 2-13; tavv. II e III.

Località dell'olotipo e dei paratipi: La Rocca presso Monte Cigno, nelle vicinanze di Cerreto Sannita in provincia di Benevento.

Caratteri petrografici e micropaleontologici del livello dell'olotipo e dei paratipi: calcarenite di colore avana con esili venature irregolari di colore verdastro; granulosostenuta, ricca di matrice microcristallina in via di dolomitizzazione. I clasti sono costituiti prevalentemente da gusci di foraminiferi e di molluschi: quest'ultimi sono rappresentati

TABELLA 1

OVALVEOLINA REICHELI N. SP. (FORMA A)

(misure riscontrate, espresse in mm.; i valori compresi tra numeri che non si trovano fra parentesi sono quelli osservati più frequentemente)

Diametro esterno del proloculo: 0,033-0,092
Spessore delle pareti proloculo: 0,003-0,005

	Fine del 1° giro	Fine del 2° giro	Fine del 3° giro	Fine del 4° giro
Larghezza	(0,116)-0,125-0,216	(0,225)-0,241-0,400-(0,425)	(0,416)-0,458-0,641-(0,749)	(0,608)-0,724-0,974-(1,099)
Lunghezza	0,116-0,175	0,233-0,375	0,416-0,558-(0,641)	0,583-0,749-(0,916)
N° di logge	(3)-4	5-6	6-8	(7-8)
Altezza della loggia	0,033-0,062	(0,058)-0,066-0,099	0,091-0,141	0,099-0,183
Spessore della muraglia	(0,014)-0,016-0,033	0,031-0,058	0,037-0,075	0,041-0,066
N° di loggette		6-8	10-15	12-18

da nerinee, altri turricolati e subordinatamente da diceratidi. Fra i foraminiferi le famiglie meglio rappresentate sono quelle delle *Miliolidae* con *Quinqueloculina*, *Alveolinidae* con *Ovalveolina reicheli* n. sp., *Ataxophragmiidae* con *Cuneolina* spp.

Rapporti e differenze: *O. reicheli* si differenzia da tutte le altre alveoline note, per la forma a triangolo ottuso con lati arcuati delle logge in sezione equatoriale; la forma a sezione variabile, in senso spirale, delle loggette; la forma delle aperture principali le quali sono circolari verso la parte interna della loggia mentre, procedendo verso la parte esterna del setto, si rastremano lateralmente facendosi nello stesso tempo più elevate ed assumendo sulla superficie esterna del setto la forma di una fessura stretta ed allungata verso il tetto della loggia.

I caratteri ora accennati, unitamente alla obliquità ed allo sviluppo dei setti, fanno sì che *Ovalveolina reicheli* si stacchi fisionomicamente anche dalle altre ovalveoline. Essa però presenta tutti i caratteri fissati da Reichel (1936, 1964, in Moore) per il genere Ovalveolina: faccia orale con una sola serie di aperture principali, assenza d'aperture accessorie, setti secondari disposti in modo continuo.

Per questi motivi ho ritenuto perciò più opportuno attribuire la specie descritta al genere *Ovalveolina*, anziché ad un nuovo genere per il quale peraltro sarebbe stato difficile fissare caratteri strutturali propri.

Ovalveolina crassa n. sp.

fig. 14; Tavv. IV-VI, XVI

La specie è stata istituita su esemplari riscontrati solo in sezione sottile. La descrizione ad essa relativa si basa su preparati ricavati da un unico campione di roccia, contrassegnato dal numero A. 1985, raccolto alla quota di circa 295 metri, nella porzione mediana del versante occidentale del Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (fig. 10).

Nel campione studiato, la specie, per quanto frequente, non compare mai in numerosi esemplari; le sue condizioni di fossilizzazione sono ottime. Essa è rappresentata da forme macrosferiche; non è

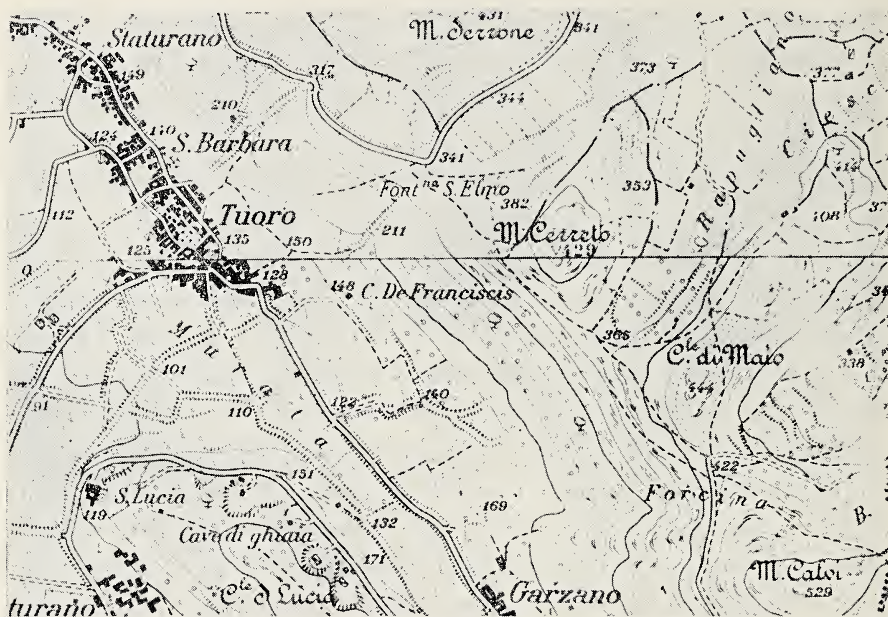


Fig. 10. — Porzioni delle tavolette I.G.M., alla scala 1:25.000, 172 II NE-Castelmorrone e 172 II SE-Caserta, nelle quali si trova il rilievo Monte Cerreto da cui provengono i campioni di roccia contenenti gli olotipi ed i paratipi di *Ovalveolina crassa* ed *Ovalveolina maccagnoi.*

improbabile però che alcune forme con embrione più piccolo delle dimensioni più comuni si possano ascrivere a forme B o a forme A_1.

Origine del nome: si propone per questa specie il nome *crassa* a causa dello spessore robusto delle sue parti scheletriche.

Descrizione della forma A:

Caratteri esterni:

Ovalveolina di forma nautiloide, subsferica, talora lievemente più lunga che larga, talora lievemente più larga che lunga.

Suture lisce, diritte o appena lievemente incurvate verso gli stadi ontogenetici precedenti nella regione equatoriale del guscio.

La faccia orale, arcuata, è provvista di una sola fila di aperture circolari relativamente grandi: ciò si vede molto bene nella ultima loggia dell'olotipo a fig. 1 di tav. IV.

Non si sono riscontrate aperture secondarie ed accessorie.

Le dimensioni più comuni misurate nella maggior parte degli individui adulti, che in questa specie presentano 4 o 5 giri di muraglia, oscillano tra 0,050 e 0,958 mm. Le dimensioni massime osservate raggiungono circa 1,25 mm. (Tav. IV, fig. 7).

Caratteri interni:

La loggia iniziale macrosferica di *O. crassa* è generalmente subsferica; in alcuni casi, però, essa si presenta ellittica ed allungata, alcune volte, nel senso spirale, altre in senso assiale. Le dimensioni del proloculo sono molto variabili; il suo diametro varia infatti nei paratipi tra 0,058 e 0,091 mm. In esemplari della stessa specie, provenienti dalla stessa località, ma non dal livello tipico, il proloculo raggiunge le dimensioni di 0,108 mm.

Il collo del proloculo, chiaramente flessostilo e depresso in senso assiale, ha, nel senso spirale, un'ampiezza oscillante all'incirca tra 60° e 130°; la sua altezza (in senso equatoriale) varia tra 0,016 e 0,025 mm.

Andamento della spira: I giri di muraglia crescono in modo molto regolare sia in senso equatoriale che in senso assiale; col crescere del numero d'ordine del giro si nota infatti (vedi figg. 11 e 12 delle variazioni dei diametri assiali ed equatoriali) che sia le curve esprimenti la variazione dei suddetti parametri relativi a singoli individui sia l'area complessiva dedotta dalle singole curve, crescono secondo una stessa legge lievemente esponenziale.

Dall'esame delle popolazioni studiate si nota come, procedendo dall'ultima loggia del primo verso l'ultima del quinto giro, il diametro equatoriale varia da 0,133-0,192 mm. a 0,791-0,966 mm.

Lo studio di alcune altre forme presenti nella stessa serie stratigrafica, ma non appartenenti al livello dei paratipi, amplia i limiti suddetti fino a 0,208 mm. nel primo giro e fino a 1,016 mm. nel quinto.

L'andamento della spira è per quanto si è detto, abbastanza semplice tranne che nell'ambito del primo giro dove si possono osser-

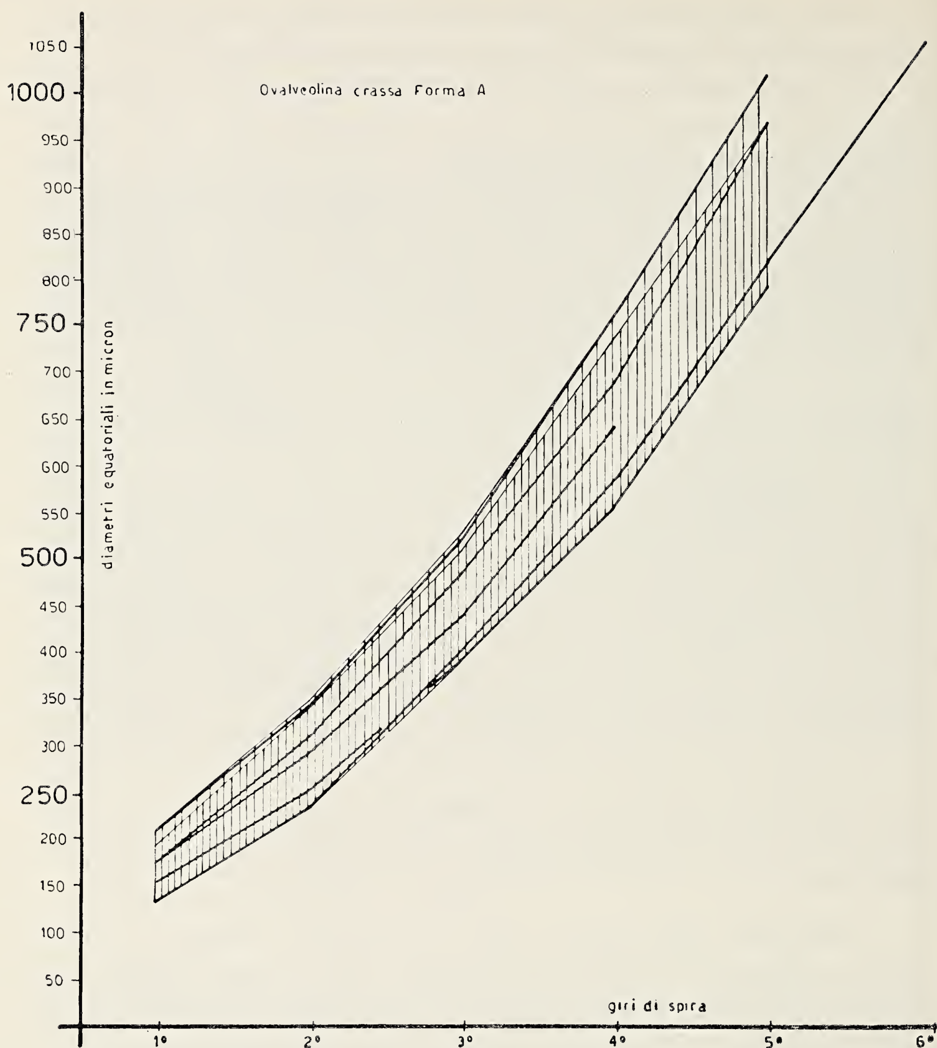


Fig. 11. — Campo di variazione, indicato con linee verticali, dei valori del diametro equatoriale col crescere del numero d'ordine del giro di muraglia in *Ovalveolina crassa*, forma A.

All'area con linee verticali più fitte corrispondono misure riscontrate in paratipi, a quella con linee verticali meno fitte alcune misure riscontrate in esemplari non facenti parte dei paratipi ma provenienti dalla stessa località. Il fatto che il campo di variabilità dei paratipi si mantiene più basso è, molto probabilmente, solo apparentemente e dovuto al numero poco elevato di paratipi misurati.

Le linee a tratto più marcato, continue o tratteggiate, si riferiscono ognuna ad un determinato individuo.

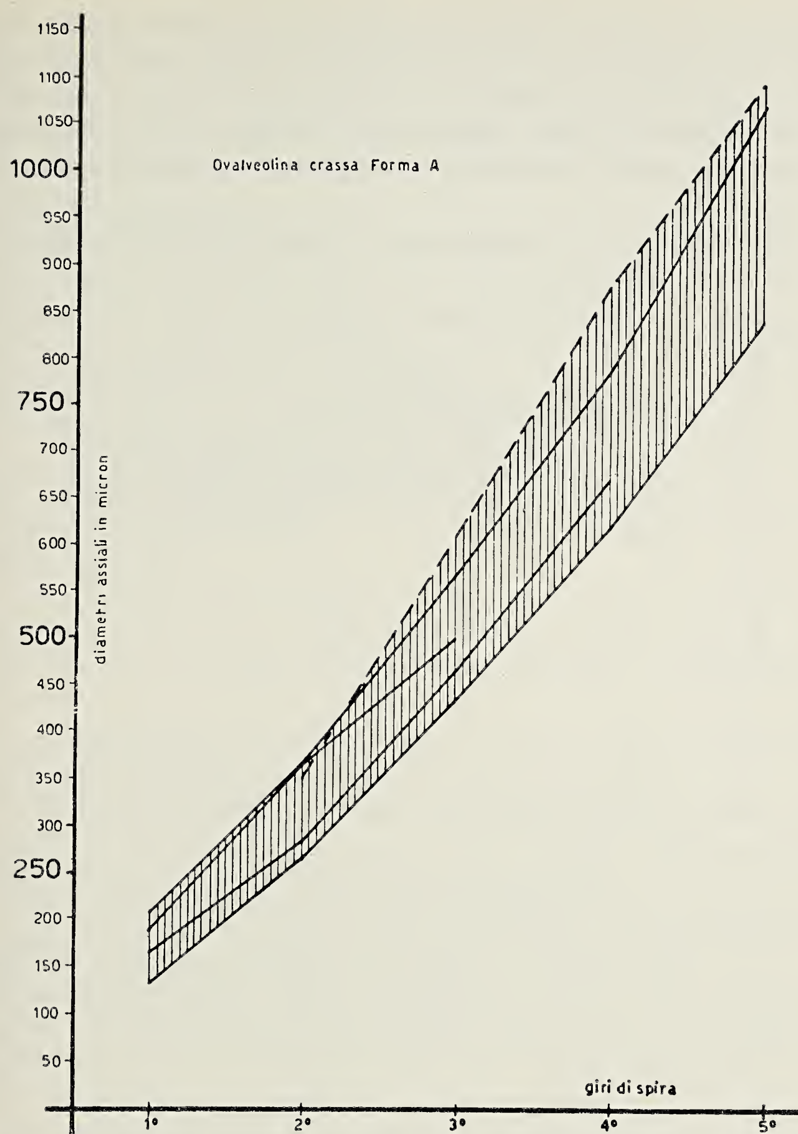


Fig. 12. — Campo di variazione, indicato con linee verticali, dei valori del diametro assiale col crescere del numero d'ordine del giro di muraglia in *Ovalveolina crassa*, forma A.
Le linee a tratto più marcato, continue o tratteggiate, si riferiscono ognuna ad un determinato individuo.

vare frequenti anomalie. Le anomalie più accentuate interessano il primo giro, o parte di esso, e consistono nel fatto che il tratto di spira pertinente a questa porzione dell'avvolgimento viene a trovarsi

nel piano che contiene la sezione assiale dei giri successivi. In altri casi, invece, il tratto di spira pertinente al collo del proloculo ed alle logge immediatamente successive viene a giacere tra due piani definiti dalle seguenti sezioni dell'esemplare adulto: la sezione equatoriale e quella assiale perpendicolare al diametro equatoriale massimo dei singoli giri.

Il rapporto tra la lunghezza e la larghezza dei giri è compreso,

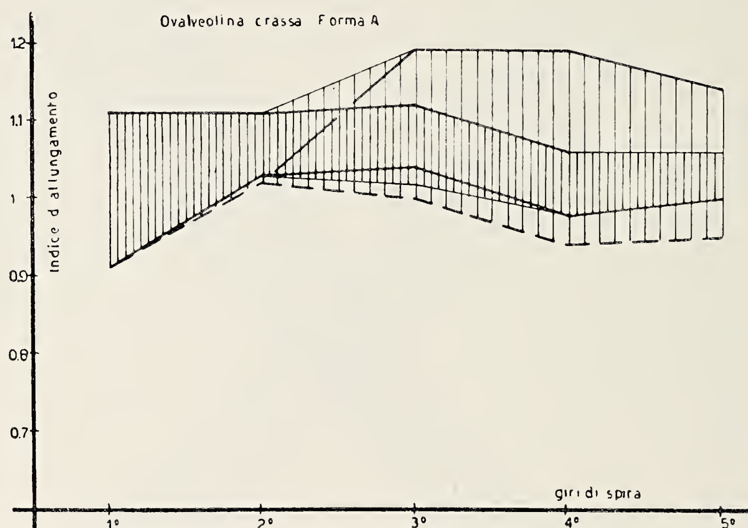


Fig. 13. — Campo di variazione, indicato con linee verticali, dei valori dell'indice d'allungamento col crescere del numero d'ordine del giro in *Ovalveolina crassa*, forma A. All'area con linee verticali più fitte corrispondono valori riscontrati in paratipi; a quella con linee meno fitte in esemplari non paratipi ma provenienti dalla stessa località. Il minor campo di variabilità dei paratipi è, molto probabilmente, solo apparente e dipende dal numero poco elevato di paratipi misurati.
Le linee a tratto più marcato, continue o tratteggiate, si riferiscono ognuna ad un determinato individuo.

tranne che nel primo giro, tra 0,98 ed 1,12 (vedi fig. 13). Altri esemplari appartenenti alla stessa specie, ma non considerati paratipi perché facenti parte di altri strati sedimentari presentano indici di allungamento compresi tra 0,94 e 1,19. L'apparente variabilità di questi ultimi si spiega con il limitato numero di individui del livello tipico esaminati in sezione assiale. Nell'ambito dello stesso esemplare, l'indice di allungamento può mantenersi costante o, per quanto lievemente, crescere o diminuire nel giro successivo.

Le logge: Il numero delle logge per giro cresce molto lievemente col crescere del numero d'ordine del giro. Il loro numero varia da 4 (occasionalmente 5) nel primo giro fino ad 8-10 nel quinto. La loro altezza, misurata lungo il diametro equatoriale varia dalla fine del primo giro alla fine del quinto rispettivamente da 0,033-0,050 fino a 0,104-0,124 mm.

In sezione equatoriale le logge adulte sono subrettangolari con lati arcuati; di questi i più lunghi coincidono col pavimento e con la muraglia. Nello stesso tipo di sezione considerato il vano interno delle logge adulte ripete i contorni dell'intere logge; la sua altezza si mantiene approssimativamente costante ed è circa tre volte minore dell'ampiezza in senso spirale del vano della loggia stessa.

In sezione assiale le logge sono subcircolari e sia la loro altezza che il vano interno che la muraglia presentano dimensioni che si mantengono quasi costanti procedendo dalla regione equatoriale alle regioni laterali.

Lo spessore della muraglia è dello stesso ordine di grandezza di quello dei setti: esso è abbastanza robusto e dalla fine del primo giro alla fine del quinto varia da 0,012-0,020 fino a 0,040-0,058 mm.

Endoscheletro. L'endoscheletro è costituito, nella nuova specie, da un'unica serie di setti secondari e dalla lama basale.

La lama basale non è sempre osservabile; ciò si verifica specialmente nei primissimi giri e non so se ciò si debba attribuire alla sua assenza od a fenomeni dovuti alla fossilizzazione.

Nei giri adulti essa è spesso osservabile molto distintamente mentre, altre volte è osservabile solo con discontinuità.

Le osservazioni eseguite mostrano come i valori della lama basale variano dalla fine del secondo giro alla fine del quinto da 0,004-0,008 mm. fino a 0,008-0,016 mm.

Setti secondarii. I setti secondari di logge successive si trovano gli uni sul prolungamento degli altri (modo continuo) (fig. 14).

In senso spirale e nella parte mediana della loggia il loro spessore è approssimativamente costante tranne alle estremità distali (anteriori) dove si rastremano bruscamente.

Essi presentano anteriormente il foro per il passaggio del canale presettale; anche in questo tratto, però, si prolungano al di sotto, e per un certo tratto al di sopra di esso, mediante robuste apofisi

che raggiungono il setto della loggia insinuandosi tra le aperture principali (vedi tav. IV, fig. 2, penultimo giro e tav. IV, fig. 3).

Lo spessore dei setti secondari, misurato a metà dell'altezza della loggia e nella zona equatoriale, varia dalla fine del secondo giro alla fine del quinto rispettivamente da circa 0,020 a 0,025-0,040 mm.

Le loggette: le loggette presentano una certa variabilità di forma. Esse sono ellittiche diritte o subrettangolari o subcircolari; in questo ultimo caso le dimensioni maggiori permettono di differenziarle dalle aperture principali.

Fig. 14. — *Ovalveolina crassa*. Caratteri strutturali delle logge.

Per una maggiore facilità d'interpretazione ogni loggia è staccata lievemente da quella successiva. Si sono indicati in nero la muraglia, i setti e la lama basale; in grigio i setti secondari; in bianco i vani delle logge.

I simboli con cui vengono indicati gli elementi strutturali sono quelli adottati da Reichel (1936): cl = setto secondario, cpr = canale presettale, lb = lama basale, lt = loggette, pp = aperture principali, s = setto.

I disegni sono riproduzioni parziali (lievemente modificate nella figura D), eseguite alla camera lucida, di esemplari in sezione sottile.

Figura A. (Preparato: A. 1985.17). La figura riproduce parzialmente un esemplare in sezione assiale. Il piano del taglio attraversa due logge; nell'ultima esso incontra il canale presettale e la regione dei setti secondari; nella loggia che la precede, la sezione passa per il setto di cui mostra una breve successione di aperture e per il canale presettale.

Figura B. (Preparato: A. 1985.17). La figura riproduce parzialmente un esemplare in sezione assiale. Il piano del taglio interessa il canale presettale e la regione dei setti secondari di una loggia.

Figura C. (Preparato: A. 1985.17). La figura riproduce parzialmente un esemplare in sezione assiale. Il piano del taglio incontra una loggia soltanto ed interessa il setto di cui mostra una successione di aperture, il canale presettale e la regione dei setti secondari.

Figura D. (Preparato: A. 1985.6). La figura riproduce parzialmente un esemplare in sezione equatoriale. Nella porzione sinistra della figura il piano del taglio decorre nello spessore dei setti secondari; in quella destra passa, invece, tra due setti secondari contigui. Quest'ultima porzione del disegno non giace, naturalmente, nello stesso piano della prima; per rendere evidente questo fatto le due porzioni risultano staccate tra loro.

Figura E. (Preparato: A. 1985.1). Sezione tangenziale interessante tre logge successive di un giro esterno di muraglia.

Nella loggia mediana il piano del taglio è radente al pavimento della loggia ed incontra le apofisi con le quali i setti secondari passano al di sotto del canale presettale. Lateralmente a questa parte mediana, il piano del taglio decorre, invece, all'interno del vano del canale presettale.

Ingrandimento per tutte le figure: circa 56 ×.

Loggette a forma di coppa possono venire simulate dall'intersezione del piano della sezione con la parte distale della loggia in corrispondenza, cioè, della parte anteriore del canale presettale; qui, infatti, le robuste apofisi con le quali i setti secondari passano al di

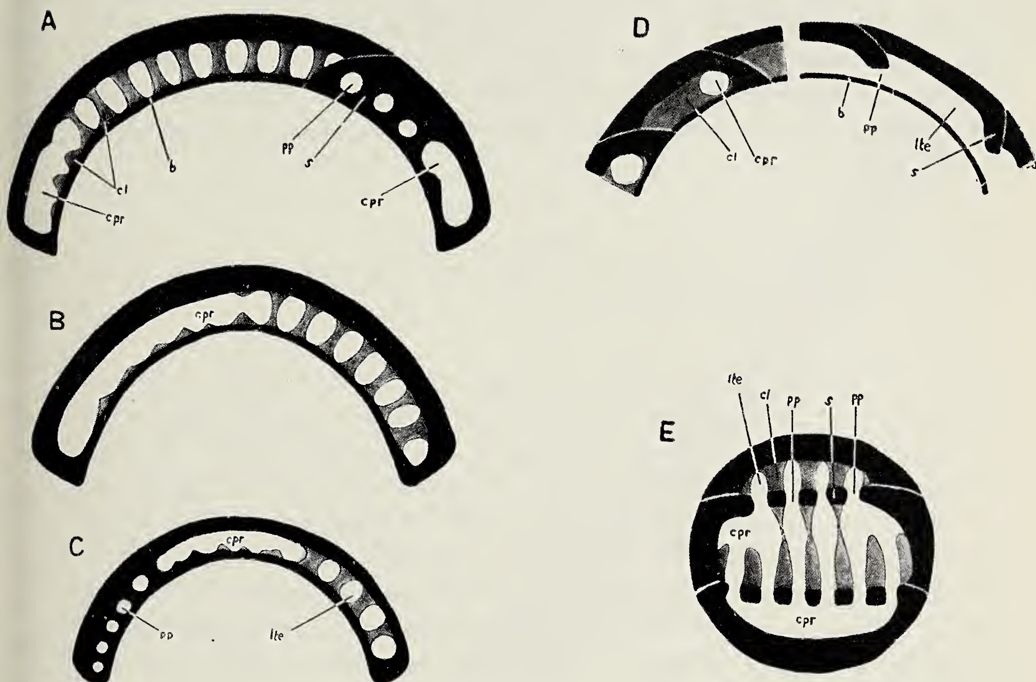


Fig. 14

sotto del canale presettale formano, nella parte interna del setto, delle creste tra le aperture principali.

Tra il terzo ed il quinto giro, dove sono riuscito ad osservarle con maggiore chiarezza, le loggette mostrano dimensioni variabili in dipendenza della loro forma; quelle ellittiche o subrettangolari presentano l'altezza compresa tra 0,062 e 0,091 mm. e la larghezza tra 0,029 e 0,050 mm.

Le loggette subcircolari o ellittiche tendenti a circolari, presentano invece nello stesso intervallo ontogenetico, l'altezza compresa tra 0,050 e 0,075 mm. e la larghezza tra 0,041 e 0,050 mm.

Il canale presettale: Il canale presettale è con buona approssimazione di forma circolare ed occupa un terzo, in senso spirale, del

vano della loggia. Sembra che, in corrispondenza dei setti secondari, esso aderisca alla muraglia solo nella parte anteriore-superiore mentre dagli altri lati ne sia limitato da essi (vedi fig. 14 sugli elementi strutturali delle logge).

In senso assiale le dimensioni del canale presettale sono quasi costanti procedendo dalla regione equatoriale verso i lati del guscio. Nelle sezioni assiali esso si presenta, specialmente in corrispondenza del pavimento della loggia, distintamente festonato. Valgono a questo riguardo le considerazioni già esposte a proposito di *Ovalveolina reicheli.*

Osservazioni su altri esemplari appartenenti solo dubitativamente a forme B o A_1.

Durante il nostro studio, oltre ad esemplari sicuramente macrosferici per le dimensioni della loggia iniziale, si sono osservati 6 esemplari (di cui solo 3 appartenenti alla popolazione dei paratipi) caratterizzati da dimensioni ridotte del proloculo (tav. IV, figg. 6 e 7; tav. V, fig. 6); in questi esemplari infatti la loggia iniziale ha dimensioni comprese tra 0,025 e 0,042 mm., mentre negli esemplari macrosferici normali le dimensioni sono comprese tra 0,050 e 0,092 mm.

Non si è potuto osservare in essi l'andamento dei primissimi giri dopo la camera iniziale a causa della immagine confusa che essi presentavano (fig. 15).

Fig. 15. — Questa figura si riferisce ad esemplari di *Ovalveolina crassa* riferibili solo dubitativamente a forma B od ad una seconda generazione macrosferica. La figura rappresenta il campo di variazione, indicato con linee verticali, dei valori del diametro della loggia iniziale (E), dell'intero stadio nepionico pelotonnato (N) e dei giri di muraglia a questo successivi.
Il tratto dell'avvolgimento indicato come nepionico è da ritenersi tale solo dubitativamente. Come detto nel testo, si è attribuito ad un probabile stadio nepionico pelotonnato la porzione dell'avvolgimento prossima al proloculo il cui andamento della spira non era osservabile con chiarezza.
L'area con linee verticali più fitte è stata dedotta da tre esemplari soltanto appartenenti a paratipi; quella con linee verticali meno fitte da due soli esemplari non appartenenti a paratipi ma provenienti dallo loro stessa località. Il fatto che il campo di variabilità degli esemplari non appartenenti a paratipi si estenda inferiormente a quello di questi ultimi è, probabilmente, solo apparente e dovuto al numero poco elevato di paratipi misurati.

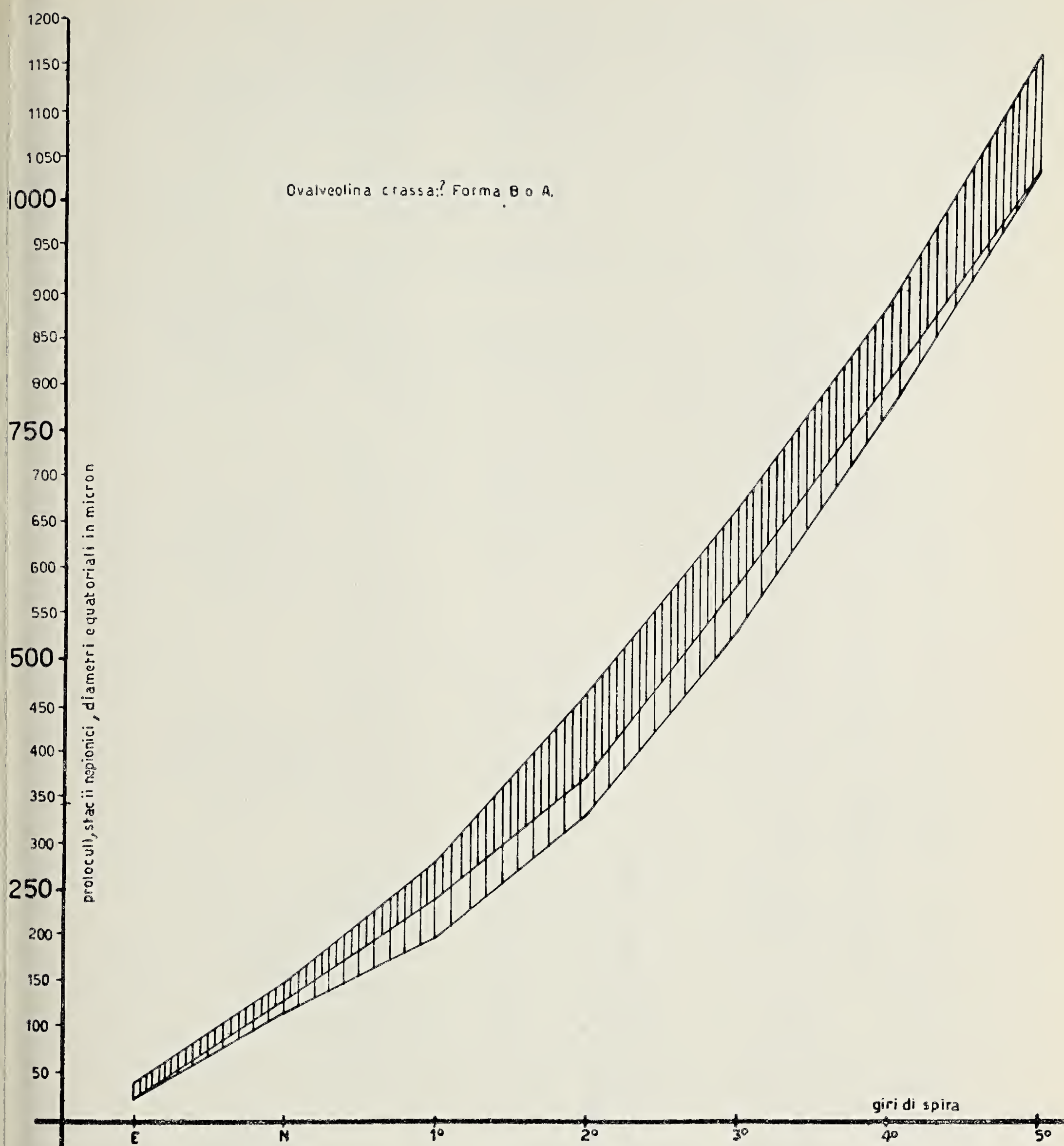


Fig. 15

Non sono in grado di dire se questa scarsa nitidezza di contorni sia da mettere in relazione con un pelotonnamento dei giri o solo a delle irregolarità accidentali dell'avvolgimento. Questi esemplari sono di dimensioni relativamente grandi; ciò però non costituisce nella

TABELLA 2.

OVALVEOLINA CRASSA N. SP. (FORMA A)

(misure riscontrate, espresse in mm.; i valori compresi tra i numeri che non si trovano fra parentesi sono relativi a paratipi. I valori compresi tra un numero non in parentesi ed un numero, contiguo, in parentesi si riferiscono ad esemplari non facenti parte dei paratipi).

Diametro esterno del proloculo: 0,050-0,092-(0,108)
Spessore delle pareti proloculo: 0,003-0,006

	Fine del 1° giro	Fine del 2° giro	Fine del 3° giro	Fine del 4° giro	Fine del 5° giro
Larghezza	0,133-0,191-(0,208)	0,233-0,333-(0,345)	0,391-0,508-(0,524)	0,553-0,733-(0,758)	0,791-0,966-(1,016)
Lunghezza	0,133-0,191-(0,208)	0,266-0,358	0,433-0,499-(0,608)	0,616-(0,874)	0,833-(1,091)
N° delle logge	4, occasionalmente 5	5-6,5	6-7	8-10	8-9
Altezza della loggia	0,033-0,050	0,058-0,074	0,074-0,100	0,091-0,116	0,104-0,124-(0,150)
Spessore della muraglia	0,012-0,020	0,023-0,029	0,025-0,040	0,037-0,041	0,040-0,058
Spessore lama basale		0,004-0,010	0,008-0,012	0,008-0,013	0,008-0,016
N° di loggette		?(5-7)	7-12	11-13	13-16

specie in esame un elemento sufficiente a differenziare due generazioni diverse in quanto anche nelle forme sicuramente macrosferiche si sono osservate dimensioni analoghe.

Olotipo: Tav. IV, fig. 1.

Paratipi: Tavv. IV-VI.

Località dell'olotipo e dei paratipi: M. Cerreto, presso Tuoro in provincia di Caserta.

Caratteri petrografici e micropaleontologici del livello dell'olotipo e dei paratipi. Calcarenite avana chiaro, granulosostenuta, a matrice prevalentemente spatica, con clasti costituiti quasi esclusivamente da foraminiferi e frammenti di gusci di molluschi.

Tra i foraminiferi sono rappresentate soprattutto le famiglie *Orbitolinidae* (tra cui *Orbitolina*), *Miliolidae* (tra cui *Quinqueloculina*), *Soritidae* (tra cui *Peneroplis planatus parvus* De Castro), *Textularidae*, *Ataxophragmiidae* (tra cui *Cuneolina* spp.) ed *Alveolinidae* con *Ovalveolina crassa.*

Altri fossili presenti sono costituiti da frammenti di gusci di molluschi e rare alghe riferibili a *Pianella* e *Bacinella.*

Rapporti e differenze: *Ovalveolina crassa* si differenzia subito per la forma delle logge, delle loggette e dei fori aperturali da *O. reicheli*; si differenzia principalmente per la forma delle logge in sezione assiale (subcircolari) e per la struttura massiccia (spessore elevato dei setti e della muraglia, da *O. maccagnoi,* le cui logge, nello stadio adulto, sono sensibilmente più larghe che lunghe.

Si differenzia infine da *O. ovum* Reichel con la quale presenta maggiori somiglianze, per la robustezza della muraglia il cui spessore è dello stesso ordine di grandezza di quello dei setti, il minor numero di logge per giro nello stadio adulto, la forma delle loggette; queste ultime sono, per lo più, piriformi in *Ovalveolina ovum* mentre in *O. crassa* sono prevalentemente ellittiche, subrettangolari o subcircolari.

Ovalveolina maccagnoi n. sp.

fig. 20; tavv. VII-X; tav. XI, figg. 1-10, 12-14; tav. XII, figg. 1-6; tavv. XIII, XIV, XVII

1964 *Sellialveolina viallii.* Ietto A., Soc. Nat. Napoli, Bol., Tav. III.

Ovalveolina maccagnoi è una nuova specie istituita su esemplari riscontrati solo in sezione sottile. La diagnosi ad essa relativa si basa su preparati ricavati da un unico campione di roccia contrassegnato dal numero A. 2008. Questo campione è stato raccolto alla quota di circa 340 metri nella porzione media superiore del rilievo di Monte Cerreto (m. 429) presso Tuoro in provincia di Caserta (fig. 10).

Nel campione studiato, la specie è rappresentata da numerosissimi esemplari, appartenenti a forme sia macrosferiche che microsferiche, quasi tutti in ottime condizioni di fossilizzazione. Le forme B, per quanto abbastanza frequenti, sono in numero del tutto subordinato rispetto alle forme A; esse, sia per le dimensioni che per gli altri caratteri, ad eccezione dello stadio nepionico pelotonnato, non si differenziano dalle forme macrosferiche.

Origine del nome: La specie è dedicata alla chiarissima Prof. Angiola Maria Maccagno, direttore dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli.

Descrizione della forma A.

Caratteri esterni:

Ovalveolina di forma marcatamente nautiloide nello stadio adulto, cioè molto più allungata in senso equatoriale che in senso assiale.

Le suture, rettilinee, sono arcuate nella regione equatoriale del guscio verso gli stadi ontogenetici precedenti. Esse generalmente non sono depresse; tranne che nello stadio adulto di alcuni esemplari.

La faccia orale, molto arcuata, è provvista di una sola fila di aperture circolari; mancano aperture secondarie ed accessorie. Si possono, però, dedurre ed occasionalmente anche osservare, delle rare aperture secondarie, alternanti con le aperture principali ed al di

sopra di esse, da mettere in relazione con la saltuaria presenza di loggette intercalate. Queste ultime non sono da considerare un carattere presente nella nuova specie ma sono piuttosto da interpretare come una semplice tendenza o come malformazioni.

Le dimensioni più comuni riscontrate nella maggior parte degli individui adulti, che in questa specie presentano quattro-cinque giri di muraglia, oscillano tra 0,53-0,94 mm. Le dimensioni massime, 1,05 ed 1,20 mm., si sono riscontrate su due individui, entrambi di circa sei giri, uno dei quali aberrante.

Caratteri interni:

La loggia iniziale: la loggia iniziale macrosferica di *Ovalveolina maccagnoi* è subsferica; le sue dimensioni, molto variabili, sono comprese per lo più tra 0,083 e 0,124 mm.; meno frequentente esse si abbassano fino a 0,075 mm. e crescono fino a 0,158 mm. Sono occasionali gli esemplari in cui vengono superati i valori ora detti; in particolare si è osservato un individuo con loggia iniziale di 0,158 mm. (prep.: A. 2008.32), ed un altro con loggia iniziale di 0,163 mm. (prep.: A. 2008.63).

Il collo del proloculo: la loggia iniziale si prolunga in un collo chiaramente flessostilo la cui ampiezza non supera i novanta gradi; il collo flessostilo inizia con un foro depresso di forma ovale che s'allarga via via lateralmente. L'altezza del collo del proloculo cresce molto lievemente sicché è da considerare praticamente costante nell'ambito di uno stesso individuo.

Il tratto di spira che compete al collo del proloculo giace generalmente nel piano equatoriale dei giri successivi; si possono però osservare degli esemplari in cui esso si trova al di fuori di questo piano.

Andamento della spira: in questa specie i giri della muraglia crescono più o meno regolarmente sia in larghezza che in lunghezza; mentre però il diametro equatoriale cresce con legge esponenziale (fig. 16), quello assiale, il cui valore, specialmente nei giri adulti, si mantiene sempre al di sotto del primo, cresce con legge lineare o solo debolmente esponenziale (fig. 17).

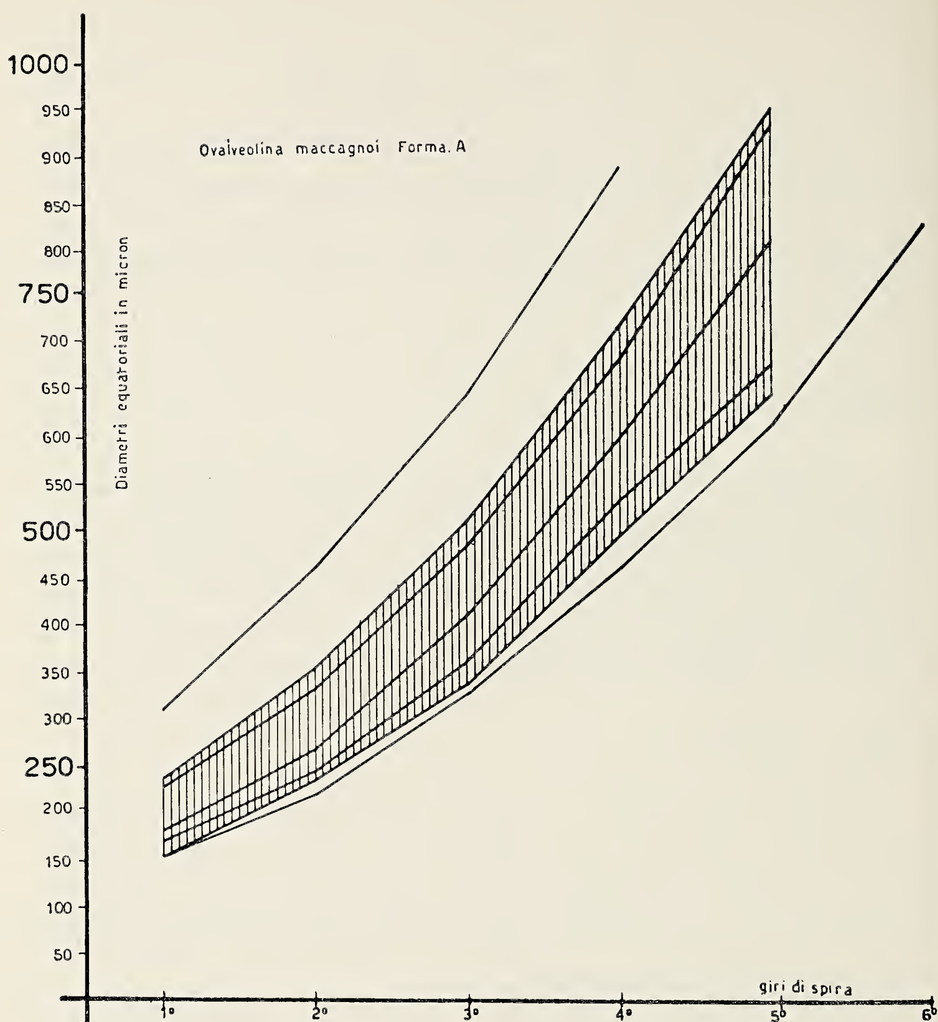


Fig. 16. — Campo di variazione del diametro equatoriale col crescere del numero d'ordine del giro di muraglia in *Ovalveolina maccagnoi*, forma A.

L'area con linee verticali corrisponde ad esemplari in cui l'andamento della spira per quanto affetto da una certa variabilità, è da ritenersi quello della specie. Le aree comprese tra la precedente e le linee ad essa sottostanti e sovrastanti corrispondono invece a valori del diametro equatoriale appartenenti ad individui da considerare, per questo carattere, agli estremi limiti di variabilità intraspecifica o come forme teratologiche.

Le linee a tratto più marcato si riferiscono ognuna ad un determinato individuo.

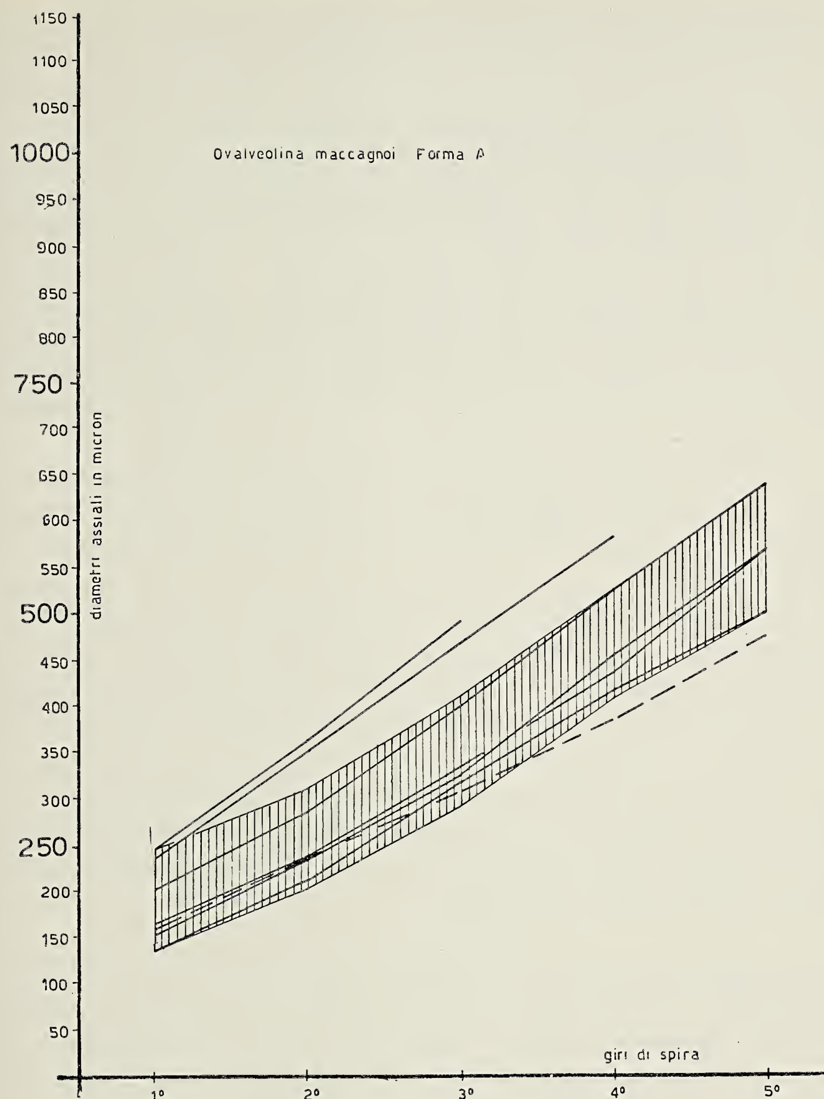


Fig. 17. — Campo di variazione dei valori del diametro assiale col crescere del numero d'ordine del giro di muraglia in *Ovalveolina maccagnoi*, forma A.

L'area con linee verticali corrisponde ad esemplari in cui la variazione dei diametri assiali, per quanto affetta da una certa variabilità, è da ritenersi quella della specie. Le aree comprese tra la precedente e le linee ad essa sottostanti e sovrastanti corrispondono invece ad individui da considerare, per questo carattere, agli estremi limiti di variabilità intraspecifica o come forme teratologiche.

Le linee a tratto più marcato si riferiscono ognuna ad un determinato individuo.

Dall'esame della popolazione studiata risulta che l'andamento della spira presenta sensibili variazioni intraspecifiche; esso, infatti, per quanto in misura non eccessiva, può variare sia tra individui diversi sia nell'ambito dello stesso individuo. I vari individui, cioè, possono presentare spire più o meno lasse ed, in qualche caso, piuttosto serrate. Nell'ambito di singoli individui, inoltre, si può osservare che il passo della spira è più serrato nei primi due, talora tre giri che non in quelli successivi.

Oltre alla suddetta variabilità del passo della spira si sono osservate in *Ovalveolina maccagnoi* delle irregolarità nell'andamento della spira. Queste anomalie sono dello stesso tipo di quelle già descritte per *Ovalveolina reicheli* ed *O. crassa* e non si estendono, generalmente, oltre il primo giro e mezzo di spira.

Dall'esame della popolazione studiata risulta che dalla fine del primo giro alla fine del quinto il diametro equatoriale varia da 0,166-0,208 a 0,608-0,940 mm.; quello assiale da 0,150-0,166 a 0,524-0,708 mm.

Il rapporto tra la lunghezza e la larghezza dei giri, cioè l'indice d'allungamento, è compreso tra 1 e 0,7. Esso diminuisce progressivamente col crescere del numero d'ordine del giro (fig. 18), tranne che nei primi due giri in corrispondenza dei quali si può riscontrare oltre che la sua diminuzione, anche l'aumento o la costanza del suo valore. In questa specie caratterizzata morfologicamente da un guscio spiccatamente nautiloide ed elevato, i primi stadi ontogenetici corrispondenti ai primi due giri possono, quindi, essere subsferici o solo lievemente più larghi che lunghi.

Le logge: il numero delle logge per giro cresce molto lentamente (vedi tabella 3); esso varia da 4-5 nel primo giro fino a 12 nel quinto.

In sezione equatoriale le logge adulte sono subrettangolari con lati arcuati; di questi, la coppia più lunga coincide con la superficie inferiore e con quella superiore della loggia.

Nello stesso tipo di sezione considerato, il vano interno della loggia ripete i contorni dell'intera loggia; la sua altezza si mantiene approssimativamente costante ed è circa 2-3 volte più piccola dell'ampiezza, in senso spirale, del vano interno della loggia stessa. La forma di queste logge è, quindi, in questo tipo di sezione, simile a quella di *Ovalveolina crassa*.

L'altezza delle logge, misurata lungo il diametro equatoriale, varia dalla fine del primo giro alla fine del quinto da 0,024-0,041

fino a 0,083-0,125 mm.; l'altezza del vano interno delle logge invece, nello stesso intervallo ontogenetico considerato, varia da 0,020-0,029 fino a 0,058-0,112 mm.

In sezione assiale le logge sono semiellittiche e tanto più elevate quanto più alto è il numero d'ordine del giro cui appartengono. In questo tipo di sezione sia la loro altezza che il loro vano interno così come la muraglia, presentano dimensioni che vanno diminuendo dalla regione equatoriale a quelle laterali.

Lo spessore della muraglia è dello stesso ordine di grandezza di quello dei setti; dalla fine del primo giro alla fine del quinto esso varia, in corrispondenza del diametro equatoriale, da 0,005-0,008 fino a 0,009-0,025 mm.

Endoscheletro: nella nuova specie l'endoscheletro è costituito da un'unica serie di setti secondari. La lama basale è presente, però non dà luogo ad ispessimenti sia in senso assiale (allungamento) che in senso equatoriale (flosculinizzazione); il suo spessore decresce più o meno regolarmente, nell'ambito della stessa loggia, in senso laterale; cresce invece con una certa regolarità dal primo giro, dove è da considerarsi praticamente nullo, fino all'ultimo, assumendo in corrispondenza del quinto il valore di circa 0,017 mm.

I setti secondari di logge successive si trovano gli uni sul prolungamento degli altri (setti in continuità). Il loro spessore è spesso, maggiore nella parte prossimale (posteriore) della loggia, quindi diminuisce con continuità verso la parte distale; altre volte, invece, esso è costante e diminuisce solo distalmente.

Non è raro riscontrare dei casi in cui i setti secondari si biforcano nella parte superficiale, postero superiore, della loggia concorrendo alla formazione di loggette intercalate. Questo fenomeno però non compare con una regolarità tale da poter essere assunto come un carattere della nuova specie ma è piuttosto da interpretare o come una semplice tendenza alla costituzione di loggette intercalate o come una malformazione.

Lo spessore dei septula, misurato a metà dell'altezza della loggia e nella zona equatoriale, varia dalla fine del primo alla fine del quinto giro, per lo più, da 0,008 fino a 0,021 mm.; in alcuni casi però questi limiti possono essere superati.

Le loggette: le loggette presentano forme diverse: circolari, ellittiche, ovali, subrettangolari, piriformi. Si è osservato che, proce-

TABELLA 3.

OVALVEOLINA MACCAGNOI N. SP. (FORMA A)

(misure riscontrate, espresse in mm.)

Diametro esterno del proloculo: 0,083-0,125

	Fine del 1° giro	Fine del 2° giro	Fine del 3° giro	Fine del 4° giro	Fine del 5° giro
Larghezza	0,166-0,208	0,250-0,308	0,374-0,458	0,533-0,633	0,608-0,941
Lunghezza	0,150-0,166	0,199-0,283	0,308-0,374	0,449-0,508	0,524-0,708
N° di logge	4-5	6-7	7-8	8-9	8-12
Altezza della loggia	0,024-0,041	0,041-0,050	0,050-0,083	0,074-0,100	0,083-0,125
Spessore della muraglia	0,005-0,008	0,007-0,012	0,008-0,016	0,012-0,016	0,009-0,025
Spessore della lama basale	poco appr.	0,004-0,008	0,005-0,008	0,007-0,020	0,005-0,016
N° delle loggette	5-6	7-9	9-11	13-14	14-18
Altezza delle loggette	0,020-0,029	0,025-0,041	0,041-0,058	0,050-0,079	0,058-0,112
Larghezza massima delle loggette	0,016-0,035	0,025-0,041	0,033-0,041	0,033-0,050	0,025-0,083

dendo dai primi verso gli ultimi giri, la loro forma, pur potendo essere varia, risulta preferenzialmente la seguente:

	circolare	ellittica	ovale	piriforme	subrettan·golare
1° giro	+	—	—		
2° giro	+	—	—		
3° giro	—	+	+	—	
4° giro		—	+	—	—
5° giro		+	+	—	—

Nello specchietto riportato, col segno (+) si è indicata una forma più o meno frequente, con (—) una del tutto subordinata o rara.

L'altezza media delle loggette di una loggia (vedi tabella riassuntiva) aumenta, dalla prima alla quinta loggia, per lo più da 0,021 a 0,108 mm.; la larghezza massima, ubicata in genere nel primo terzo superiore della loggetta, da 0,021 a 0,058 mm. È però da notare che la larghezza delle loggette subrettangolari, più spesso presenti nel 5° o 6° giro, non supera generalmente i 0,029 mm.

Il canale presettale: si estende dalla parte antero-superiore del tetto della loggia fino alla lama basale.

In sezione equatoriale, esso è subcircolare o di forma lievemente ovale od ellittica il cui asse è diretto sia nel senso spirale che obliquamente: in questi ultimi casi la parte più stretta dell'ovale o della ellisse si trova sempre in corrispondenza dell'area aperturale.

Nel senso della spira l'ampiezza del canale presettale occupa circa un terzo, raramente si spinge fino ad un mezzo, del vano della loggetta.

In senso assiale le dimensioni del canale presettale diminuiscono dalla regione equatoriale verso i lati del guscio. Nelle sezioni assiali esso si presenta, specialmente in corrispondenza del pavimento della loggia, più o meno distintamente festonato. Valgono a questo riguardo le considerazioni già esposte a proposito di *Ovalveolina reicheli.*

Loggette intercalate: come già si è accennato non è raro riscontrare, nella specie in esame, la presenza di loggette intercalate. Non si è assunto, però, questo fenomeno come uno dei caratteri della nuova specie a causa della sua irregolarità e saltuarietà.

Le loggette intercalate sono messe in evidenza, sia nelle sezioni tangenziali che in quelle assiali, da setti secondari che nella parte sia prossimale che superficiale si biforcano ad Y (vedi tav. X, figg. 1-4 e 7-9). La sicura individuazione di queste loggette nelle sezioni equatoriali è più difficile. Sono da attribuire probabilmente a loggette intercalate le nicchie osservabili sul lato destro della fig. 5 (tav. X) e nella terzultima loggia dell'esemplare della figura 6 della stessa tavola. Non escludo però che in questi due esempi si possa trattare dell'intersezione del piano del taglio con la parte superficiale e prossimale di un setto secondario tagliato obliquamente.

Dalle sezioni più o meno assiali e da quelle tangenziali di tav. X (figg. 1-4, 7-9) si desume che le loggette intercalari si vengono a formare in corrispondenza di loggette isolate, occasionalmente di loggette contigue (tav. X, fig. 7).

Poiché i setti secondari sono in continuità, i vani delle loggette intercalari giacciono lungo il loro stesso allineamento sicché le aperture con cui esse comunicano con la loggia precedente alternano e giacciono al di sopra delle aperture principali.

Si sono osservate delle malformazioni connesse con il processo di formazione di loggette intercalari. Si è notato infatti come, in alcuni casi, nella figura ad Y delle loggette intercalari in sezione assiale, le due braccia superiori della Y si fanno sempre più consistenti, a spese della gamba, inferiore, della Y; ciò porta come risultato alla formazione di una loggetta dal contorno anormale limitata lateralmente da setti secondari divergenti uniti alla base (tav. X, figg. 10-13).

Aberrazioni sono anche da considerare le formazioni di coppie di piccole loggette sovrapposte nel vano che compete ad una loggetta normale (tav. XI, figg. 12-14).

Il fenomeno degli embrioni gemelli: Come è stato già riscontrato da Reichel (1936), Hottinger (1960) ed altri Autori in altre specie di alveoline, anche in *Ovalveolina maccagnoi* può essere presente il fenomeno degli embrioni gemelli.

In questo fenomeno due cellule dopo un certo periodo di vita indipendente, nel quale abbiano percorso i medesimi stadi ontogenetici, si fondono e l'accrescimento continua come in un individuo unico. È interessante notare come il periodo in cui le due cellule conducono vita indipendente è, generalmente, molto breve. Negli esemplari di figg. 1-5 di tav. XI la fusione delle due cellule si stabilisce nell'ambito del primo giro; nell'esemplare di fig. 6, tav. XI, prima ancora della formazione dei colli delle logge iniziali. Il fenomeno è ancora più

accentuato nelle figg. 7-8 della stessa tavola dove la fusione delle due cellule si effettua prima ancora che si sia formato per intero il vano globulare dei proloculi. Casi estremi del fenomeno di gemellagio sono quelli rappresentati nelle figg. 9 e 10 di tav. XI; qui la fusione delle due cellule si stabilisce quasi nello stesso tempo in cui comincia la formazione delle camere embrionali con la conseguente simulazione di un embrione unico, allungato, subrettangolare.

Non si sono osservate fra le alveoline studiate fenomeni in cui la fusione delle due cellule sia intervenuta in individui adulti. Ciò però, per quanto occasionalmente, potrebbe verificarsi come lo provano le sigmoiline della fig. 11 di tav. XI, appartenenti alla stessa popolazione di *Ovalveolina maccagnoi.*

Il fenomeno degli embrioni gemelli dà luogo generalmente, nei giri che seguono immediatamente la fusione delle due cellule, ad irregolarità nell'avvolgimento della spira. Il guscio però tende ad acquistare più o meno celermente la sua regolarità.

Fenomeni di sdoppiamento: Oltre alle aberrazioni di cui si è detto, interessanti gli elementi strutturali delle logge e quelle connesse al gemellaggio degli embrioni, si sono pure riscontrate, per quanto molto raramente, delle anomalie nell'avvolgimento costituite da fenomeni di sdoppiamento e dalla tendenza, da parte di alcuni individui, ad assumere uno stadio svolto.

Nei pochissimi casi esaminati, i fenomeni di sdoppiamento non sembrano prediligere particolari stadi ontogenetici. Nell'esemplare di fig. 2, tav. XII, il fenomeno inizia poco dopo il primo giro ed interessa la spira per circa due giri e mezzo. Negli esemplari di figg. 1 e 3 di tav. XII il fenomeno è soltanto abbozzato ed è rappresentato, tra il primo ed il secondo giro di spira, da una loggia indipendente dalla normale successione delle logge.

Tendenza ad assumere uno stadio svolto: questa tendenza si manifesta con la presenza di una intumescenza nella parte terminale del guscio, in corrispondenza della quale si ha una produzione irregolare degli elementi dell'endo- e dell'esoscheletro. Questo fenomeno, illustrato per *Ovalveolina maccagnoi* alle figg. 4-6 di tav. XII, è stato anche riscontrato in alcuni esemplari facenti parte di una popolazione a *Sellialveolina viallii* (vedi tav. XII, figg. 7-10).

Obliterazione della porzione interna del guscio: In alcuni esemplari appartenenti a forme sia macrosferiche che microsferiche si è osservato come la porzione interna del guscio, fino ad una distanza

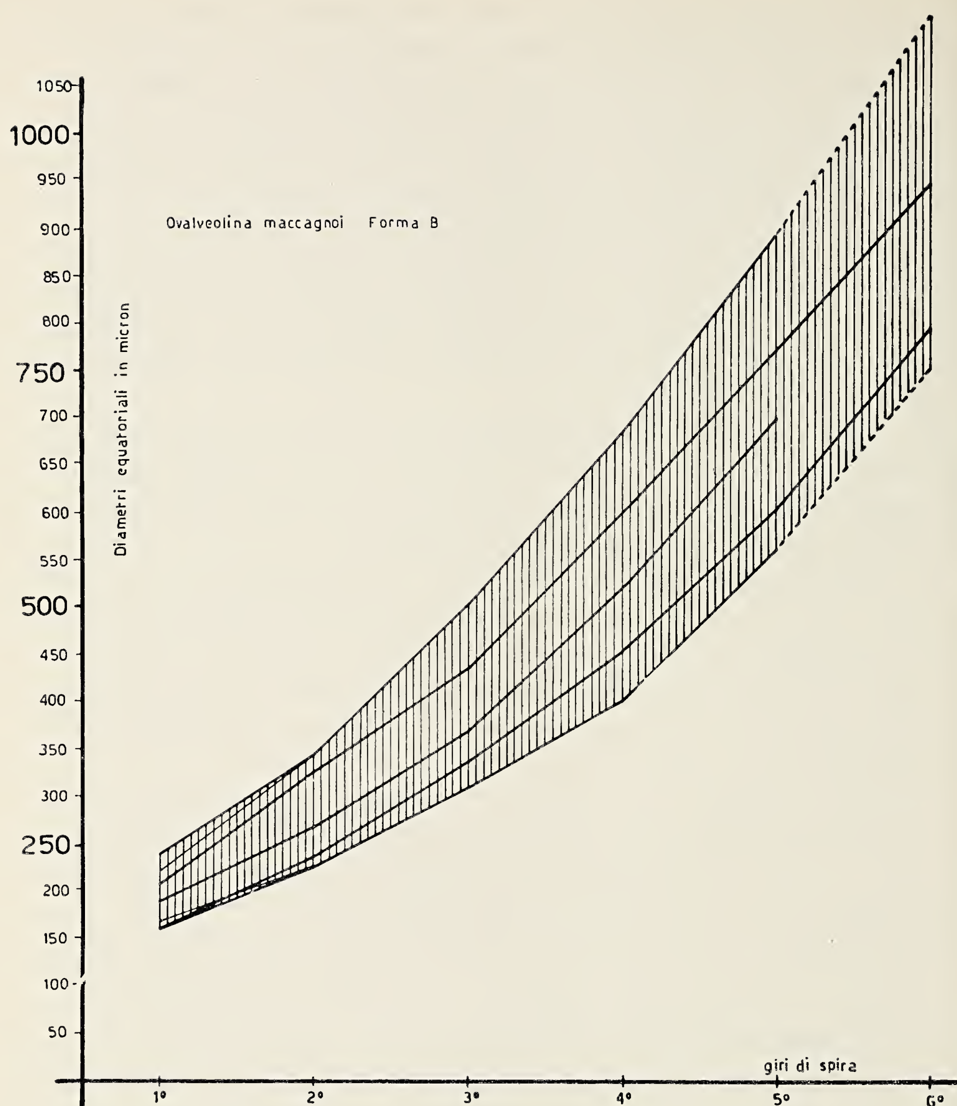


Fig. 18. — Campo di variazione, indicato con linee verticali, dei valori del diametro equatoriale col crescere del numero d'ordine del giro di muraglia in *Ovalveolina maccagnoi*, forma B.
Le linee a tratto più marcato si riferiscono ognuna ad un determinato individuo.

variabile, e talora considerevole, a partire dal centro, risultasse obliterata (tav. XIII, figg. 1-7). In questo fenomeno si osserva come gli elementi dell'endoscheletro, quelli dell'esoscheletro e fin'anche la

calcite spatica che spesso riempie il vano delle logge, siano sostituiti da materiale microcristallino frequentemente in via di ricristallizzazione. In questa massa si riescono talora ad individuare, molto discontinuamente, porzioni ancora integre del guscio. Alcuni esemplari, in

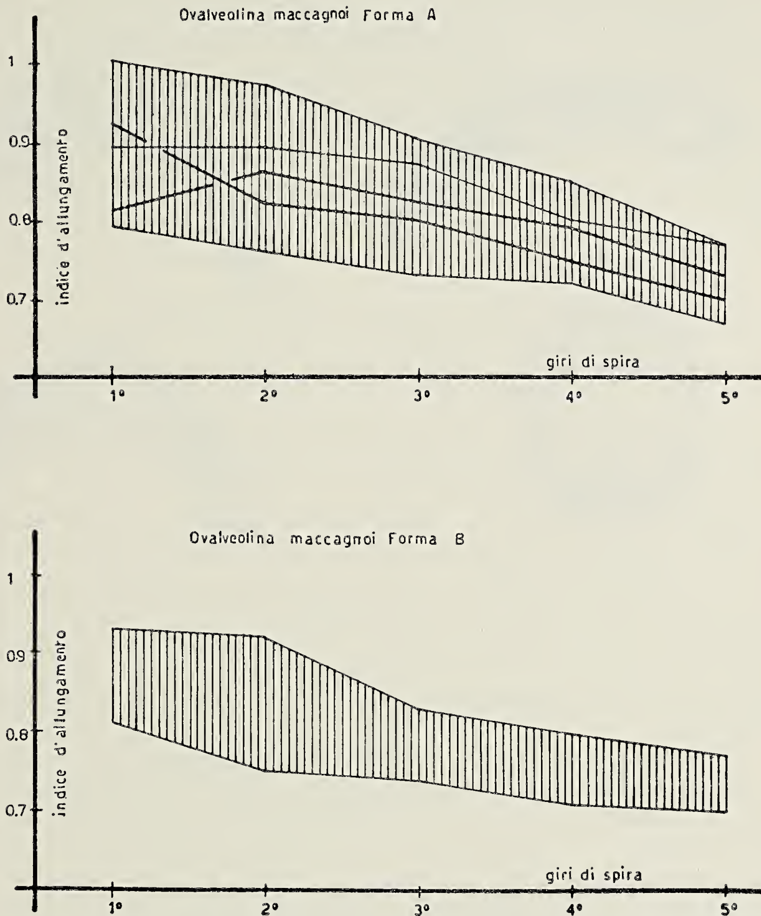


Fig. 19. — Campi di variazione, indicati con linee verticali, dei valori dell'indice d'allungamento col crescere del numero d'ordine del giro di muraglia in *Ovalveolina maccagnoi*, forma A (nella parte superiore) e forma B (nella parte inferiore).

Le linee a tratto più marcato si riferiscono ognuna ad un determinato individuo.

particolare, mostrano che mentre il proloculo conserva la sua individualità, un certo numero di giri che ad esso seguono sono del tutto obliterati (tav. XIII, figg. 4-6).

OSSERVAZIONI SULLE FORME MICROSFERICHE (tav. XIV).

Come si è già accennato all'inizio, nella popolazione ad *Ovalveolina maccagnoi* sono presenti oltre ad individui appartenenti a forme macrosferiche anche individui microsferici. Le due generazioni risultano identiche sia per i caratteri strutturali, sia per l'andamento della spira; differiscono però tra di loro per i caratteri dello stadio nepionico.

Lo stadio nepionico delle forme B presenta dimensioni comprese per lo più tra 0,108 e 0,125 mm.; le sue dimensioni però possono

---

Fig. 20. — *Ovalveolina maccagnoi.* Caratteri strutturali delle logge.

Per una maggiore facilità d'interpretazione ogni loggia è lievemente staccata da quella successiva. Si sono indicati in nero la muraglia, i setti e la lama basale; in grigio i setti secondari; in bianco i vani delle logge.

I simboli con cui vengono indicati gli elementi strutturali sono quelli adottati da REICHEL (1936): cl = setto secondario, cpr = canale presettale, lb = lama basale, lt = loggette, pp = aperture principali, s = setto.

I disegni sono riproduzioni parziali (lievemente modificate nella figura C), eseguite alla camera lucida, di esemplari in sezione sottile.

Figura A. (Preparato: A. 2008.5). La figura riproduce parzialmente un esemplare in sezione assiale. Il piano del taglio attraversa due logge; in quella a sinistra incontra la regione dei setti secondari, il canale presettale ed il setto di cui mette in evidenza due aperture principali in successione. Nella loggia di destra il piano del taglio incontra soltanto una porzione ridotta della regione dei setti secondari.

Figura B. (Preparato: A. 2008.3). La figura riproduce parzialmente un esemplare in sezione assiale. Il piano del taglio interessa il setto. di cui mette in evidenza una successione di aperture, il canale presettale e la regione dei setti secondari di una loggia.

Figura C. (Preparati: A. 2008.24, A. 2008.49). La figura è dedotta da due esemplari in sezione equatoriale; uno di essi è servito per riprodurre la successione delle logge; l'altro, per riprodurre i setti secondari ed il vano, ad essi relativo, del canale presettale.

Nella porzione sinistra della figura, il piano del taglio decorre nello spessore dei setti secondari; in quella destra, invece, tra due setti secondari contigui. Questa ultima porzione del disegno non giace, naturalmente, nello stesso piano della prima; per rendere evidente questo fatto le due porzioni del disegno risultano staccate tra loro.

Figura D. (Preparato: A. 2008.25). Sezione tangenziale interessante due logge successive di un giro esterno di muraglia.

Ingrandimento per tutte le figure: circa 84 ×.

diminuire fino a circa 0,099 mm. e crescere fino a 0,142 mm.; esse variano quindi, praticamente, entro i limiti di variabilità delle dimensioni del proloculo della forma macrosferica (0,075-0,158 mm.).

Probabilmente la differenza tra i due campi di misure è più

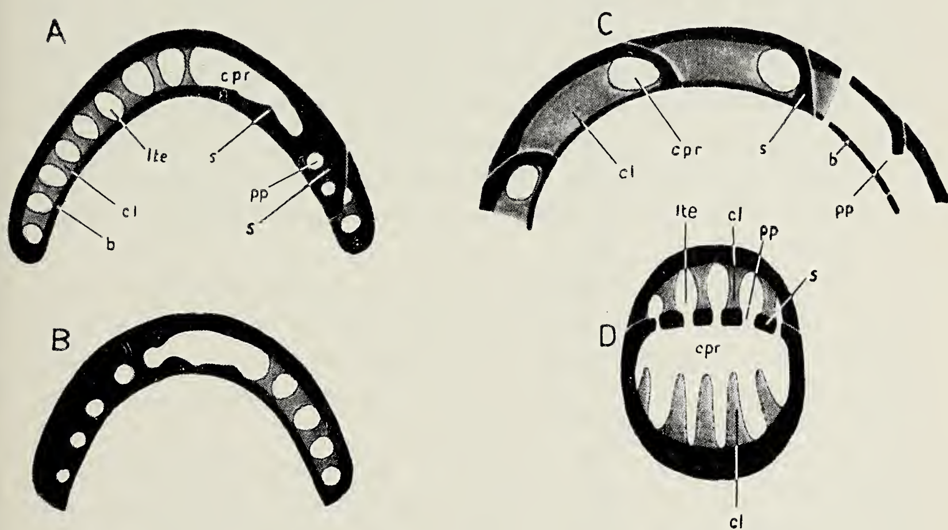


Fig. 20

apparente che reale ed è da attribuire al minor numero di forme microsferiche che si sono potute osservare.

La loggia iniziale delle forme B si osserva solo occasionalmente. Essa è molto piccola, non supera 0,016 mm. ed è, probabilmente, compresa tra 0,012 e 0,016 mm.

Lo stadio nepionico che segue alla loggia iniziale è chiaramente pelotonnato; per quanto sia difficile osservare il numero di giri di spira che lo costituiscono, esso sembra formato da circa quattro giri. La disposizione di queste logge è irregolare; solo casualmente la loro disposizione può simulare un avvolgimento come *Quinqueloculina* e, forse, *Triloculina* e *Sigmoilina*.

Nella popolazione ad *Ovalveolina maccagnoi* studiata, il numero delle forme B è di gran lunga inferiore a quello delle forme A; su circa settecento esemplari osservati in sezioni centrate solo 75 erano da riferire a forme microsferiche.

Descrizione di forme appartenenti probabilmente ad un'altra generazione di *Ovalveolina maccagnoi* (Tav. XIII, figg. 8-26).

Nella popolazione ad *O. maccagnoi* studiata sono presenti numerosi esemplari di dimensioni molto minori di quelle pertinenti agli individui attribuiti a forme A e B. Essi differiscono inoltre dalle suddette forme A per le dimensioni molto minori della loggia iniziale e per la presenza di uno stadio nepionico pelotonnato ben sviluppato; differiscono dalle forme B per una loggia iniziale molto più sviluppata e per le dimensioni molto più grandi delle logge dell'avvolgimento pelotonnato e, conseguentemente, le dimensioni maggiori dell'intero stadio nepionico.

Pur non escludendo che gli esemplari in questione possano appartenere ad una specie diversa mi è sembrata più probabile la loro attribuzione ad un'altra generazione macrosferica di *Ovalveolina maccagnoi* che indico con A′. *Ovalveolina maccagnoi* risulterebbe così, molto probabilmente, una specie trimorfica.

I motivi che mi fanno propendere per questa attribuzione consistono nella corrispondenza esistente tra le forme in questione e quelle di *O. maccagnoi* già descritte, rispetto alla forma delle logge, delle loggette, ai rapporti tra muraglia e vano interno della loggia. Mi conforta, inoltre, il fatto che sia gli individui in questione, sia le forme A e B di *O. maccagnoi* fanno tutti parte della stessa popolazione.

Differenze tra le forme da me designate come A′ e le forme A e B si riscontrano nell'andamento della spira, il quale è più serrato negli esemplari A′. L'andamento della spira è, per quanto già si è detto a proposito delle forme A e B (pagg. 40, 48; figg. 16, 18, 19), un carattere sensibilmente variabile in questa specie. Ritengo perciò che esso sia un elemento meno determinante, ai fini della attribuzione, di quanto non lo siano, invece, gli altri elementi sia della struttura del guscio sia della posizione stratigrafica delle tre forme A, B ed A′.

La terza generazione A′ è rappresentata da forme nautiloidi, compresse lateralmente, generalmente molto piccole. Essa è caratterizzata da un proloculo le cui dimensioni più frequenti si staccano sensibilmente da quelle pertinenti alla maggior parte delle forme A; inoltre da uno stadio nepionico pelotonnato ben marcato e da uno sviluppo ontogenetico che solo occasionalmente raggiunge fasi avanzate dello

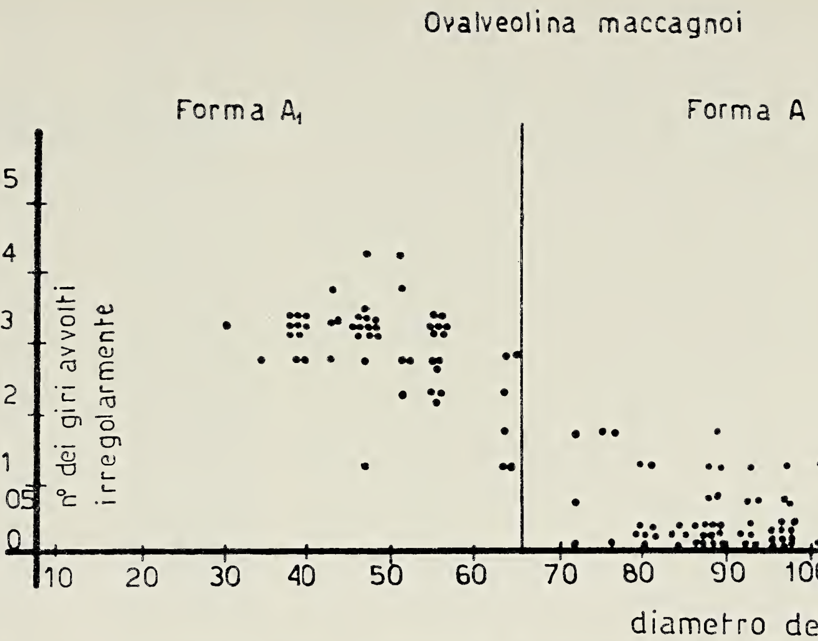


Fig. 21. — *Ovalveolina maccagnoi.* Relazione tra il numero dei giri avvolti irregolarmente e la grandezza delle logge iniziali nelle due generazioni macrosferiche. La figura mostra come il numero dei giri avvolti irregolarmente decresce repentinamente passando dalle forme A′, con proloculo piccolo, alle forme A, con proloculo più grande che presentano un andamento irregolare della spira iniziale. Le logge dello stadio nepionico pelotonnato delle forme A′ hanno inoltre una forma particolare, mentre quelle delle forme A sono del tutto simili alle logge presenti, negli stessi stadi ontogenetici, nelle forme A con spira regolare (spiegazione nel testo).

Nella figura ogni individuo è rappresentato da un punto.

stadio adulto. Per questo motivo gli individui sono generalmente di piccole dimensioni pur non essendo nani.

Il proloculo, subsferico, presenta dimensioni comprese tra 0,033-0,067 mm. e più frequentemente tra 0,042-0,058 mm.; le dimensioni più frequenti della loggia iniziale della forma A oscillano invece tra 0,083-0,125 mm.

Lo stadio nepionico si continua oltre la loggia iniziale secondo un avvolgimento pelotonnato avente per lo più da due a tre giri di spira; si possono però riscontrare esemplari in cui esso si spinge sino a quattro giri (A.2008.75) e, per quanto occasionalmente, esemplari in cui si riduce ad un giro soltanto (A.2008.12).

In via del tutto qualitativa si osserva come il numero dei giri dello stadio nepionico tende a ridursi col crescere del diametro del proloculo (figg. 21 e 22).

Le dimensioni dell'intero apparato nepionico oscillano tra 0,116-0,175 mm.; solo occasionalmente si spingono oltre ed è probabile che questi ultimi casi siano da ascrivere ad esemplari aberranti sotto questo punto di vista. Si sono infatti riscontrati tre individui presentanti rispettivamente dimensioni del nepionte di 0,216, 0,233, 0,241 mm.

Non sembra che vi sia alcuna relazione tra il numero dei giri pelotonnati e le dimensioni del nepionte; come pure tra quest'ultime ed il diametro del proloculo (fig. 22).

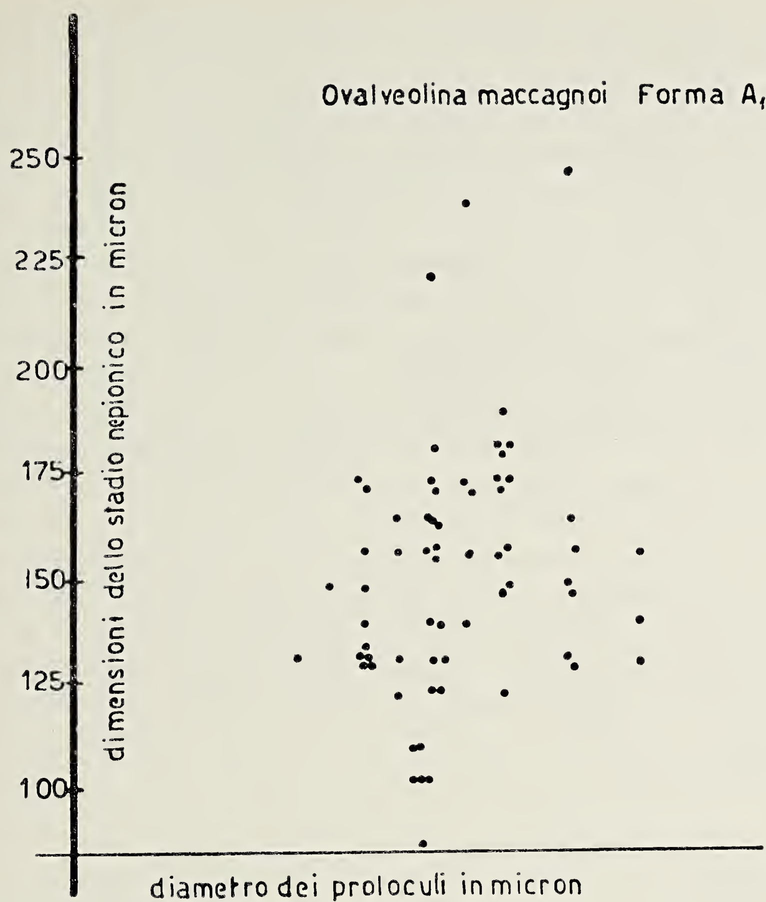
Al collo del proloculo, dell'ampiezza di circa 90°, fanno seguito logge pelotonnate non divise in camerette, strette e lunghe, espanse prossimalmente e rastremate distalmente. Esse sono in numero di due nel primo giro e non più di tre nel terzo; quelle del primo giro hanno di solito dimensioni trasversali minori del diametro della loggia iniziale. La suddivisione delle logge in loggette sembra che non inizi prima del terzo giro.

La disposizione delle logge del nepionte, successive al proloculo, è irregolare (logge pelotonnate); solo casualmente esse possono simulare un avvolgimento miliolino più regolare (A.2008.50) ed in qualche caso quello di Quinqueloculina (A.2008.30, A.2008.44, A.2008.58).

Fig. 22. — *Ovalveolina maccagnoi*, forma macrosferica A′, cioè con loggia iniziale di piccole dimensioni.

La figura mette in evidenza che tra la grandezza della loggia iniziale e quella dell'intero stadio nepionico, non vi è alcuna relazione.

Nella figura ogni individuo è rappresentato da un punto.


Ovalveolina maccagnoi Forma A1
250
225
200
175
150
125
100
dimensioni dello stadio nepionico in micron
diametro dei proloculi in micron

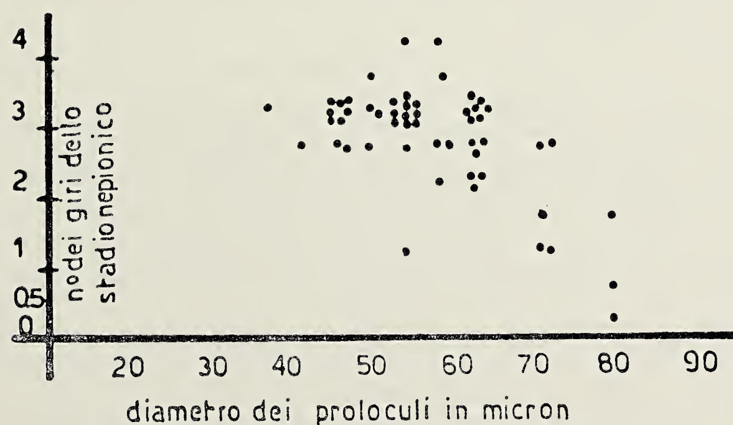

4
3
2
1
0.5
0
n° dei giri dello stadio nepionico
20 30 40 50 60 70 80 90
diametro dei proloculi in micron

Fig. 22

Talora nelle sezioni equatoriali si osserva come in alcuni individui l'ultima parte dello stadio nepionico giaccia nello stesso piano equatoriale dello stadio ontogenetico successivo. Questo fenomeno provoca un certo imbarazzo nello stabilire l'ampiezza dello stadio nepionico (A. 2008.29, A. 2008.30, A. 2008.77), la quale, anche negli altri casi, è sempre difficile determinare esattamente; tutte le misure che ad essa si riferiscono sono, perciò, in questo lavoro, da considerare solo approssimate. Si sono considerate, in ogni caso, ancora nepioniche quelle logge che, pur giacendo nel piano equatoriale comune ai giri non pelotonnati, presentavano un'ampiezza spirale di circa 180° (A.2008.54, A.2008.61, A.2008.57).

Anche le forme A, come già detto nella loro descrizione, possono presentare delle irregolarità nell'avvolgimento che segue immediatamente alla loggia iniziale. A parte, però, il fatto che queste irregolarità non sono tanto marcate da potere essere assimilate ad un vero pelotonnamento, le logge interessate dall'avvolgimento irregolare non sono di forma particolare, come lo sono invece quelle dello stadio nepionico delle forme A′, ma del tutto simili a quelle degli esemplari A avvolti regolarmente. Esse tendono cioè ad estendersi, in senso assiale, attorno al proloculo per un'ampiezza di circa 180° ed, inoltre, la loro divisione in loggette si manifesta regolarmente già nel primo mezzo giro dopo la loggia iniziale.

Olotipo: tav. VII, fig. 1 (preparato del campione A.2008).

Paratipi: tavv. VII-IX, XIV (preparati del campione A.2008).

Località dell'olotipo e dei paratipi: M. Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta.

Caratteri petrografici e micropaleontologici del livello dell'olotipo e dei paratipi: Calcarenite organogena granulosostenuta con matrice prevalentemente microcristallina e quantità non trascurabili di matrice spatica. I clasti sono costituiti quasi esclusivamente da frammenti di gusci di diceratidi, gasteropodi e foraminiferi. Tra questi sono rappresentati quasi esclusivamente le famiglie *Alveolinidae* con *Ovalveolina maccagnoi* n.sp. e *Miliolidae* con numerose forme del genere *Sigmoilina*.

Rapporti e differenze: *Ovalveolina maccagnoi* n.sp. si differenzia molto facilmente da *O. reicheli* per la struttura più minuta, la forma delle logge e delle loggette in sezione sia assiale che equatoriale, la forma delle aperture principali. Essa si differenzia inoltre da *O. crassa*

e da *O. ovum* REICHEL principalmente per la struttura più minuta e la forma delle logge in sezione assiale le quali, nello stadio adulto, sono sensibilmente più larghe che lunghe, anziché subcircolari.

Napoli, Istituto di Paleontologia dell'Università. Novembre, 1966.

RIASSUNTO

Nel presente lavoro vengono esposti i risultati fin'ora conseguiti nello studio sulle alveoline cretaciche della Campania. Si è potuta accertare, infatti, nei sedimenti del Mesozoico superiore di questa regione, la presenza di tre specie di *Ovalveolina*, tutte nuove per la scienza, la cui distribuzione stratigrafica complessiva si estende dall'Albiano basale al Cenomaniano medio.

Propongo per queste tre specie i nomi di *Ovalveolina reicheli*, *O. crassa*, *O. maccagnoi.*

Ovalveolina reicheli è un tipico alveolinide caratterizzato, principalmente, da un guscio nautiloide, muraglia e setti notevolmente robusti, un ampio canale presettale, forma particolare delle logge e delle loggette, ed infine per la forma delle aperture principali le quali variano di dimensione procedendo dalla parte interna verso quella esterna del setto. *O. reicheli* rappresenta la specie di alveolinide stratigraficamente più antica ed era stata fin'ora indicata nei lavori geo-paleontologici sull'Italia meridionale come *Barkerina sp.*

Ovalveolina crassa è una forma nautiloide subsferica che presenta notevoli somiglianze, per la struttura semplice e massiccia, con *Ovalveolina ovum* REICHEL; se ne differenzia, però, principalmente per lo spessore della muraglia che è più o meno uguale a quello dei setti, contrariamente a quanto si verifica in *O. ovum* dove il primo è circa la metà del secondo.

Ovalveolina maccagnoi è una forma di dimensioni molto piccole caratterizzata soprattutto da un guscio nautiloide in cui, specialmente nello stadio adulto, la larghezza delle logge supera notevolmente la lunghezza delle logge stesse.

SUMMARY

In the present work I deal with results so far achieved in carrying out the research on Cretaceous alveolinas of Campania (Southern Apennines). I have been able to find out, in fact, in the Upper Mesozoic sediments of this area three new species of *Ovalveolina*, the total stratigraphic sequence of which ranges from the bottom of Albian up to Middle Cenomanian.

I propose for these three species the following names: *Ovalveolina reicheli*, *O. crassa*, *O. maccagnoi.*

Ovalveolina reicheli is a typical alveolina mainly characterized by a nautiloid test, very thick wall and septa, wide preseptal passage, particular shape of chamberlets and finally by the shape of the main apertures which vary in size from the inner part towards the external part of the septum.

O. reicheli is the most stratigraphically ancient alveolinid so far known. Up to the present time it had been indicated in geo-paleontological works on Southern Italy as *Barkerina* sp.

Ovalveolina crassa has a subspherical nautiloid test which is very similar to *Ovalveolina ovum* Reichel. It differs from it mainly for the thickness of the wall that is more or less the same as the thickness of the septa in spite of what we find in *O. ovum* where the wall is half of the septum.

Ovalveolina maccagnoi is a species with very small test and it is mainly characterized by a nautiloid test.

In the adult stage the equatorial diameter is greater than the axial diameter. Trimorphism, very likely, is present in this species.

BIBLIOGRAFIA

Allard P. L., Cuvillier J., Dalbiez F., Delmas M., Dufaure Ph., Faber J., Francois S., Gubler Y., Lacassagne M. R., Laplaiche N., Lys M., Maillard J., Malmoustiers G., Marie P., Maync W., Neumann M., Nouet G., Perebaskine V., Seronie-Vivien M., Sigal J.

1959. *Les foraminifères et le Crétacé supérieur français. Mise au point et données nouvelles.* 84° Congrès des Sociétés savantes; pp. 591-660.

Angelucci A. e Devoto G.

1966. *Geologia del Monte Caccume (Frosinone).* Geol. Romana, vol. 5, pp. 177-196, 15 figg., una carta geologica. (Roma).

Arkin Y. e Braun M.

1965. *Type sections of upper Cretaceous formations in the Northern Negev (Southern Israel).* Geol. Survey Israel; Stratigraphic sections, N° 2a, pp. 1-19, 7 figg. (Jerusalem).

Arkin Y., Braun M., Hamaoui M., Raab M. e Starinsky A.

1965. *Type sections of Cretaceous formations in the Jerusalembet sjemesh area.* Geol. Survey Israel (I: Arkin Y., Braun M. e Starinsky A., *Lithostratigraphy*), (II: Hamaoui M. e Raab M., *Biostratigraphy*), Stratigraphic sections, N° 1, pp. 1-42, 6 tavv., 16 tabb. (Jerusalem).

Azzaroli A. - Reichel M.

1964. *Alveoline e Crisalidine neocretaciche del « Calcare di Mola » in terra di Bari.* Serv. Geol. Italia, Boll.; vol. 85 (1964), pp. 3-9, 1 tav. (Roma).

Barker R. W. e Grimsdale T. F.

1937. *Studies of Mexican Fossil Foraminifera.* Ann. & Mag. Nat. History; ser. 10, vol. 19, pp. 161-178, 2 figg., 5 tavv. (London).

Colalongo M. L.

1963. *Sellialveolina viallii n. gen. n. sp. di Alveolinide cenomaniano del'Appennino meridionale.* Giornale Geol., Ann. Mus. Geol. Bologna; ser. 2, vol. 30, pp. 361-370, 2 figg., 1 tav. (Bologna).

De Castro P.

1965. *Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretacico della Campania. Note stratigrafiche sul gruppo montuoso del Tifata.* Soc. nat. Napoli, Boll.; vol. 74 (1965), pp. 317-372, 9 figg., 22 tavv. (Napoli).

Devoto G.

1964. *Zone ad Alveolinidae nel Cretaceo e Paleocene del Lazio ed Abruzzo.* Geol. Romana; vol. 3, pp. 405-414. 2 tavv. (Roma).

Dufaure Ph.

1959. *Problèmes stratigraphiques dans le Crétacé supérieur des pays de Bigorre et de Comminges.* Revue Micropaléont.; vol. 2, n. 2, pp. 99-112, 3 tavv., 2 tabb. (Paris).

Farinacci A. e Radoicic R.

1964. *Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne.* La ricerca Scientifica (2); vol. 7, n. 2, pp. 269-284, tavv. 1-15. (Roma).

Frizzell, Don L. e Schwarz E.

1950. *A new foraminiferal genus from the Cretaceous, with an Emendation of Cribrostomoides* Cushman. School of Mines and Met., Bull. Rolla, Miss. Techn. ser.; n. 76, pp. 12, 1 tav.

Hamaoui M.

1965. *Biostratigraphy of the Cenomanian type Hazera formation.* Geol. Survey Israel; Stratigraphic sections, N° 2b, pp. 1-27, 15 tavv., 4 tabb. (Jerusalem).

Hottinger L.

1960. *Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène.* Soc. Paléont. Suisse, Mém., vol. 75-76 (1960), pp. 243, 117 figg., 18 tavv. (Bâle).

Ietto A.

1963. *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei Monti di Caserta.* Soc. Nat. Napoli, Boll.; vol. 72 (1963), pp. 97-107, 1 fig., 6 tavv. (Napoli).

Loeblich A. R. e Tappan H. in Moore C.

1964. *Treatise on intertebrate paleontology. Part C. Protista 2. Sarcodina. Chiefly « Thecamoebians » and Foraminiferida.* Vol. 1 e 2; pp. 900; 653 figg. (Lawrence, Kansas).

Maync W.

1952. *Critical taxonomic study and nomenclatural revision of the Lituolidae based upon the prototype of the family, Lituola nautiloidea Lamarck, 1804.* Cushman Found. Foram. Research, Contrib., vol. 3, pt. 2, pp. 35-56, 4 tavv. (Ithaca, New York).

Montanari L.

1964. *Geologia del Monte Pellegrino (Palermo).* Riv. Miner. Siciliana; Anno XV, n. 88-90, 64 pp., 17 figg., 20 tavv. (Palermo).

Neumann M.

1962. *A propos de la stratigraphie de l'Ile Madame (Charente-Maritime).* Soc. Géol. France, Comptes Rendus Somm. séances; pp. 93-95. (Paris).

1963. *Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Ile Madame (Charente-Maritime).* Revue Micropaléont., vol. 5, n. 4, pp. 235-250, 8 figg., 4 tavv. (Paris).

1964. *A propos des genres Cyclolina* D'Orbigny *et Cyclopsinella* Galloway. Revue Micropaléont.; vol. 7, n. 1, pp. 47-56, 4 figg., 2 tavv. (Paris).

OMARA S. e STRAUCH F.
1965. *The foraminiferal genus Nezzazata* OMARA. Riv. Ital. Paleont.; vol. 71, n. 2, pp. 547-562. 4 figg., 1 tav. (Milano).

PAPETTI I. e TEDESCHI D.
1965. *Nuovo genere di formaminifero del Santoniano Superiore.* Geol. Romana; vol. 4, pp. 119-128, 8 figg. (Roma).

PARADISI A. e SIRNA G.
1965. *Osservazioni geologiche e paleontologiche sulla struttura compresa tra la Vallelonga e la valle del Sangro (Marsica Occidentale).* Geol. Romana; vol. 4, pp. 145-160, 13 figg., 2 tavv. (Roma).

PARENT H.
1938. *Différents niveaux à Alveolines du bord méridional du Bassin du Beausset.* Soc. Géol. France, Compte Rendus Somm. Séances (1938), pp. 337-339 (Paris).
1938. *Sénonien inferieur à Alvéolines de la Barre des Aiguilles (Var.).* Soc. Géol. France, Compte Rendus Somm. Séances (1938), pp. 181-183 (Paris).

POLSAK A.
1963. *Stratigraphie du Crétacé des Lacs de Plitvice et de la montagne de Licka Pljesevica en Croatie.* Geoloski Vjesnik, vol. 15/2, pp. 411-434, 4 tavv. (Zagreb).

RADOICIC R.
1960. *Microfacies du Crétacé et du Paleogene des Dinarides externes de Yougoslavie.* Institut des recherches géologiques de la R. P. Crna Gora, tome IV, livre 1, serie A; Micropaléontologie (Titograd).

RAUZER-CHERNOUSOVA D. M. e FURSENKO A. V. in ORLOV Y. A.
1959. *Osnovy paleontologii.* Akad. Nauk SSSR. (« *Fundamentals of paleontology* ». Tradotto dal Russo per l'Israel Program for Scientific Translation; pp. 728, 1096 figg., 13 tavv., Jerusalem, 1962). (Moskva, 1959).

REICHEL M.
1936-1937. *Etude sur les Alveolines. I & II.* Soc .Paleont. Suisse, Mém.; (I): vol. 57, n. 4, pp. 93; 16 figg., 9 tavv.; (II): vol. 59, n. 3, pp. 95-147, 13 figg., 2 tavv. (Basel).
1941. *Sur un nouveau genre d'Alvéolines du Crétacé supérieur.* Eclogae geol. Helv.; vol. 34, pp. 254-260, 2 figg., 15 tavv. (Basel).

REICHEL M. in MOORE C.
1964. *Alveolinidae.* (In *Treatise on invertebrate paleontology. Part C. Protista 2. Sarcodina. Chiefly « Thecamoebians » and Foraminiferida.* Vol. 1, pp. 503-510 a. figg. 391-399. (Lawrence, Kansas).

SARTONI S. e CRESCENTI U.
1963. *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale.* Giornale Geol., Ann. Mus. Geol. Bologna; ser. 2, vol. 29, pp. 161-302, 1 tab., 42 tavv. (Bologna).

SCHROEDER R.
1963. *Uber das Cenoman der Umgebung von Rochefort (Charente-Maritime, SW.-Frankreich).* Neues Jahrb. Geol. Paläont., vol. 10, pp. 568-570. (Stuttgart).

Sigal J. in Piveteau J.
1952. *Traité de Paléontologie. Vol. I. Ordre des Foraminifera*, pp. 137-178 e 192-301, 110 figg., 9 tabb., 29 tavv. (Paris).
Sigal J.
1963. *Colloque sur le Crétacé inferiur.* Bureau Rech. Géol. Min.; n° 34, pp. 489-502, 1 tab. (Lyon).
Smouth A. H.
1956. *Three new Cretaceous genera of foraminifera related to the Ceratobuliminidae.* Micropaleontology; vol. 2, n. 4, pp. 335-348, 2 tavv. (New York).
1963. *The genus Pseudedomia and its philetic relationship, with remarks on Orbitolites and other complex Foraminifera.* (In *Evolutionary trends in Foraminifera*, Elsevier Publishing Company); pp. 224-281, 10 figg., 6 tavv. (Amsterdam).

TAVOLA I

Ovalveolina reicheli n. sp.

Fig. 1. — Olotipo. Sezione assiale.
Preparato: A. 3023.90.

Fig. 2. — Sezione assiale.
Preparato: A. 3023.89.

Figg. 3-9. — Sezioni assiali più o meno lievemente oblique.
Preparati: A. 3023.49 (fig. 3), A. 3023.88 (fig. 4), A. 3023.79 (figg. 5 e 6), A. 3023.5 (fig. 7), A. 3023.40 (fig. 8), A. 3023.74 (fig. 9).

Figg. 10-11. — Sezioni tangenziali interessanti due giri (fig. 10) e tre giri (fig. 11) di muraglia.
Preparati: A. 3023.72 (fig. 10), A. 3023.44 (fig. 11).

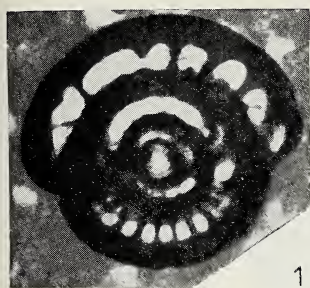
Per tutte le figure:

Ingrandimento: circa 52 ×.

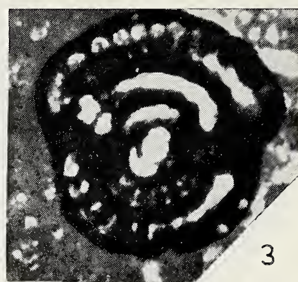
Località: La Rocca presso Monte Cigno (tavoletta I.G.M.; 173 IV NO-Cerreto Sannita).

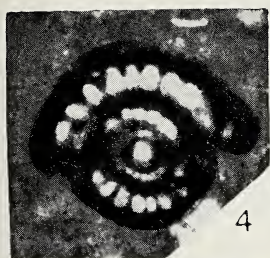
Età: Albiano basale.

N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.


1

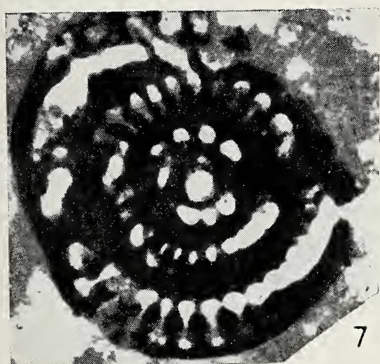

2


3

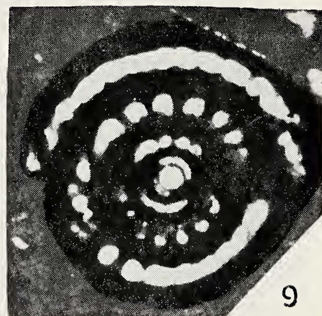

4


5


6


7


8


9


10


11

TAVOLA II

Ovalveolina reicheli n. sp.

Figg. 1-7. — Sezioni equatoriali per lo più lievemente oblique.
Preparati: A. 3023.58 (fig. 1). A. 3023.2 (fig. 2), A. 3023.89 (fig. 3), A. 3023.28 (fig. 4), A. 3023.66 (fig. 5), A. 3023.27 (fig. 6), A. 3023.45 (fig. 7).

Fig. 8. — Sezione subequatoriale obliqua.
Preparato: A. 3023.20.

Figg. 9-10. — Sezioni equatoriali notevolmente oblique.
Preparati: A. 3023.63 (fig. 9), A. 3023.82 (fig. 10).

Fig. 11, 13. — Sezioni tangenziali.
Preparati: A. 3023.34 (fig. 11), A. 3023.29 (fig. 13).

Fig. 12. — Sezione tangenziale obliqua.
Preparato: A. 3023.1.

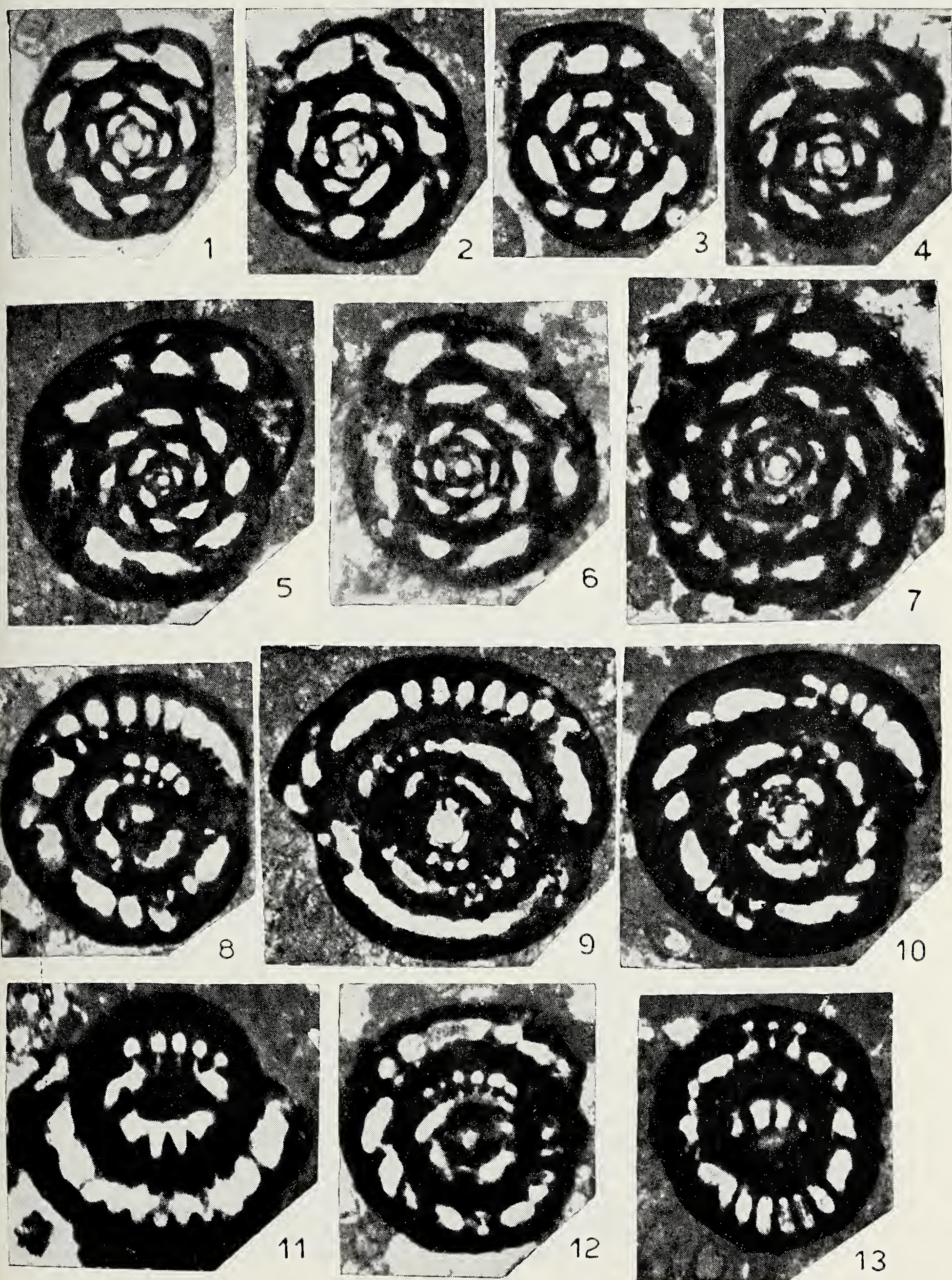
Per tutte le figure:

Ingrandimento: circa 52 ×.

Località: La Rocca presso Monte Cigno (tavoletta I.G.M.; 173 IV NO-Cerreto Sannita).

Età: Albiano basale.

N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.



1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

TAVOLA III

Ovalveolina reicheli n. sp.

Figg. 1-6. — Sezioni tangenziali.
Preparati: A. 3023.4 (fig. 1), A. 3023.37 (fig. 2), A. 3023.77 (fig. 3), A. 3023.61 (fig. 4), A. 3023.45 (fig. 5), A. 3023.55 (fig. 6).

Figg. 7-10. — Sezioni tangenziali subassiali.
Preparati: A. 3023.1 (fig. 7), A. 3023.80 (fig. 8), A. 3023.28 (fig. 9), A. 3023.81 (fig. 10).

Fig. 11. — Sezione tangenziale obliqua.
Preparato: A. 3023.19.

Fig. 12. — Sezione centrata equatoriale-obliqua.
Preparato: A. 3023.69.

Per tutte le figure:

Ingrandimento: circa 52 ×.

Località: La Rocca presso Monte Cigno (tavoletta I.G.M.; 173 IV NO-Cerreto Sannita).

Età: Albiano basale.

N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.

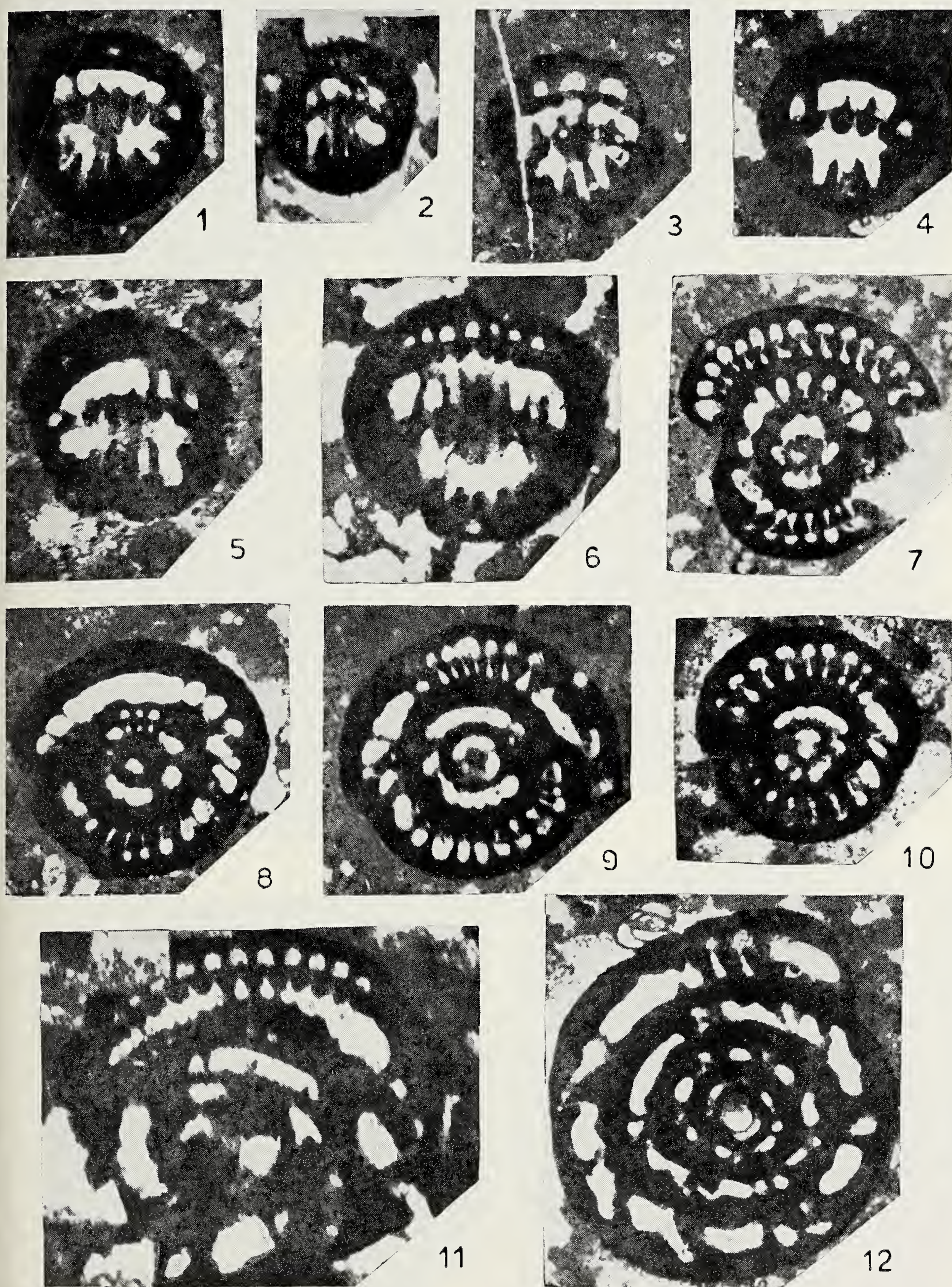

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

TAVOLA IV

Ovalveolina crassa n. sp.

Fig. 1. — Olotipo. Sezione assiale.
Preparato: A. 1985.14.

Fig. 2. — Sezione assiale.
Preparato: A. 1985.9.

Fig. 3. — Sezione equatoriale.
Preparato: A. 1985.6.

Fig. 4. — Sezione trasversa.
Preparato: A. 1985.6.

Fig. 5. — Sezione equatoriale-obliqua centrata.
Preparato: A. 1985.24.

Fig. 6. — Esemplare forse riferibile alla generazione microsferica o ad una seconda generazione macrosferica di *Ovalveolina crassa*. Sezione assiale o quasi assiale.
Preparato: A. 1985.17.

Fig. 7. — Esemplare forse riferibile alla generazione microsferica o ad una seconda generazione macrosferica di *Ovalveolina crassa*. Sezione equatoriale-obliqua centrata o quasi.

Preparato: A. 1985.26.

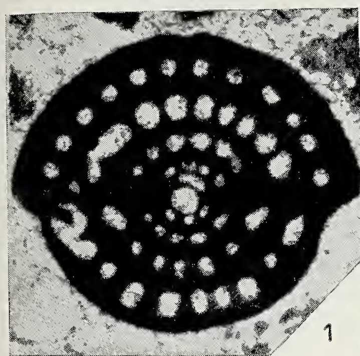
Per tutte le figure:

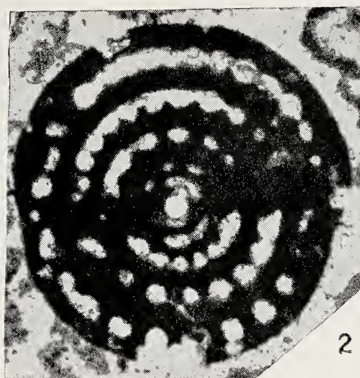
Ingrandimento: circa 52 ×.

Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

Età: Cenomaniano medio.

N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.

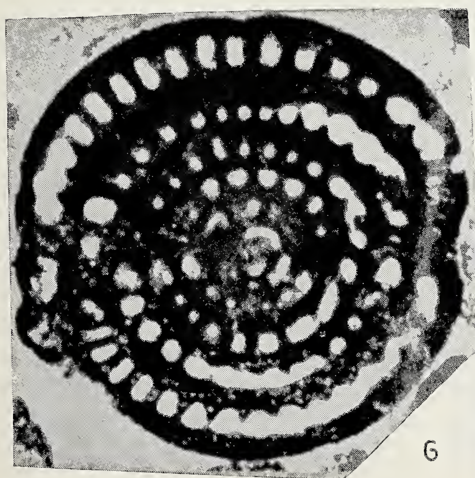

1


2


3


4


5


6

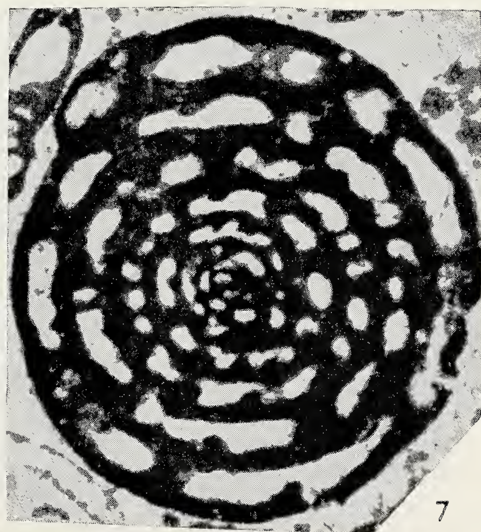

7

TAVOLA V

Ovalveolina crassa n. sp.

Fig. 1. — Sezione assiale-obliqua centrata.
Preparato: A. 1985.16.

Figg. 2-3. — Sezioni subassiali-oblique non centrate.
Preparati: A. 1985.28 (fig. 2), A. 1985.7 (fig. 3).

Figg. 4-5. — Sezioni equatoriali-oblique centrate.
Preparati: A. 1985.8 (fig. 4), A. 1985.21 (fig. 5).

Fig. 6. — Esemplare riferibile forse alla generazione microsferica o ad una seconda generazione macrosferica di *Ovalveolina crassa*. Sezione equatoriale-obliqua centrata.
Preparato: A. 1985.13.

Per tutte le figure:

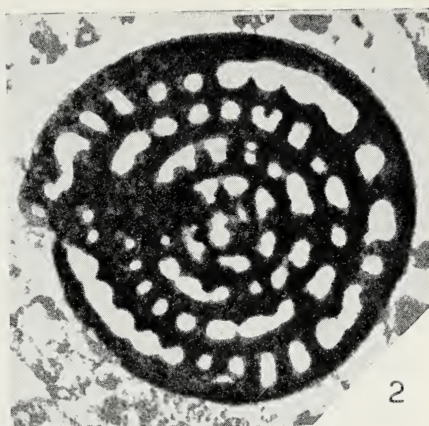
Ingrandimento: circa 52 ×.

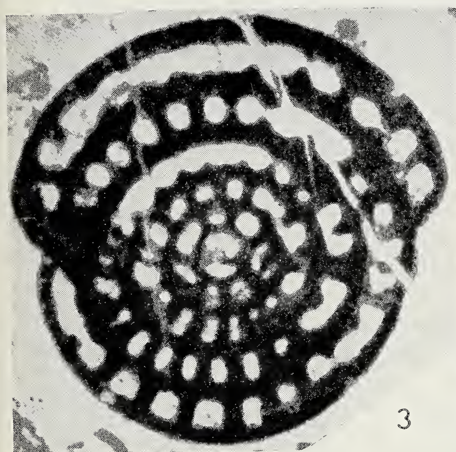
Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

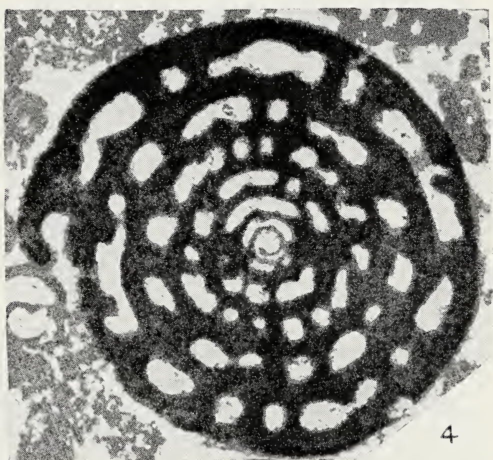
Età: Cenomaniano medio.

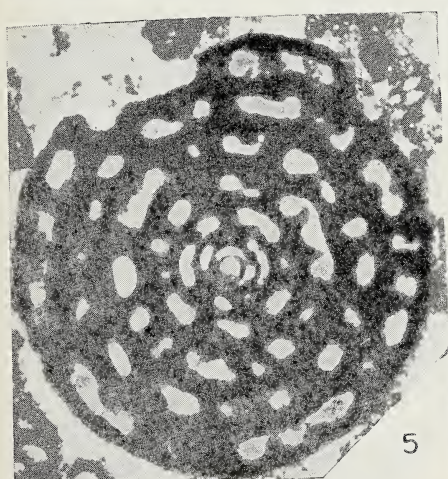
N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.


1


2


3


4


5

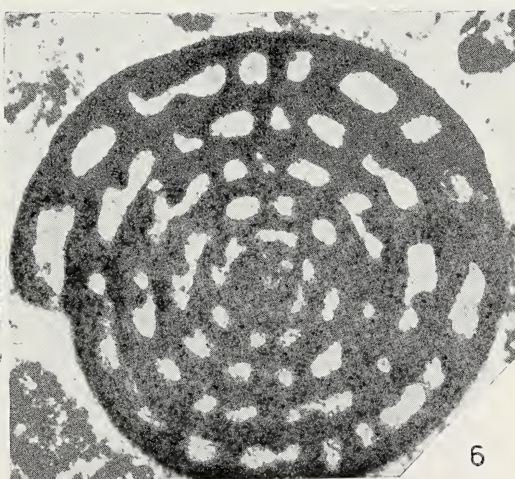

6

TAVOLA VI

Ovalveolina crassa n. sp.

Figg. 1-10. — Sezioni tangenziali.

Preparati: A. 1985.1 (figg. 1, 5), A. 1985.6 (figg. 2, 9), A. 1985.13 (fig. 3), A. 1985.3 (fig. 4), A. 1985.26 (fig. 6), A. 1985.17 (fig. 7), A. 1985.12 (fig. 8), A. 1985.25 (fig. 10).

Per tutte le figure:

Ingrandimento: circa 52 ×.

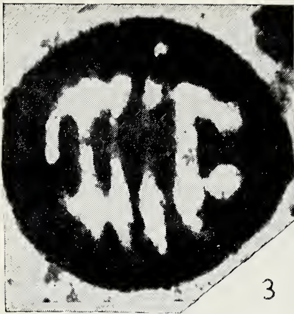
Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

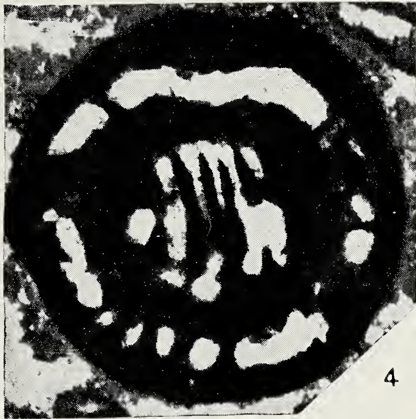
Età: Cenomaniano medio.

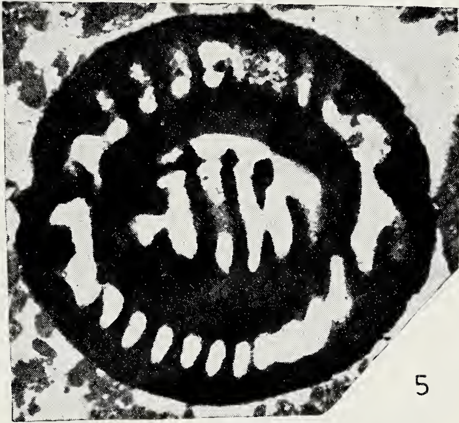
N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.

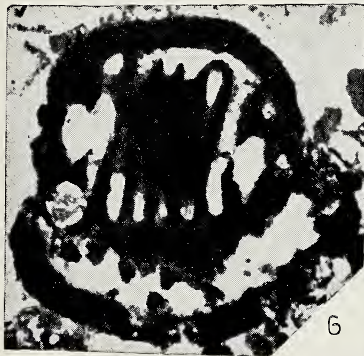

1

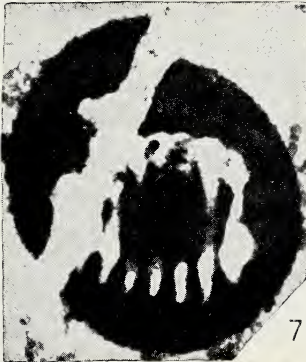

2


3

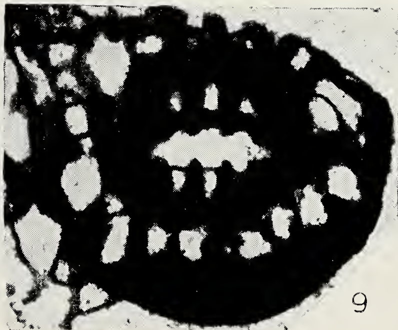

4


5


6


7


8


9

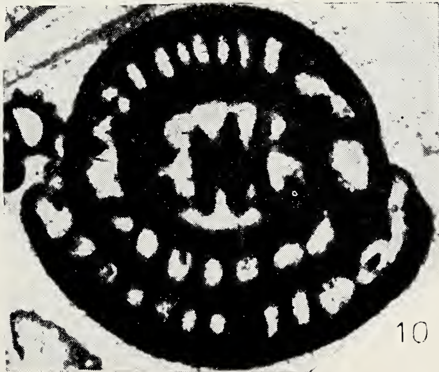

10

TAVOLA VII

Ovalveolina maccagnoi n. sp., forma A

Fig. 1. — Olotipo. Sezione assiale.
Preparato: A. 2008.31.

Figg. 2-15. — Sezioni assiali.
Preparati: A. 2008.8 (fig. 2), A. 2008.3 (fig. 3), A. 2008.34 (fig. 4), A. 2008.70 (fig. 5), A. 2008.17 (fig. 6), A. 2008.57 (fig. 7), A. 2008.56 (fig. 8), A. 2008.28 (fig. 9), A. 2008.5 (fig. 10), A. 2008.31 (fig. 11), A. 2008.27 (fig. 12), A. 2008.10 (fig. 13), A. 2008.41 (fig. 14), A. 2008.47 (fig. 15).

Per tutte le figure:

Ingrandimento: circa 52 ×.

Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

Età: Cenomaniano medio.

N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.

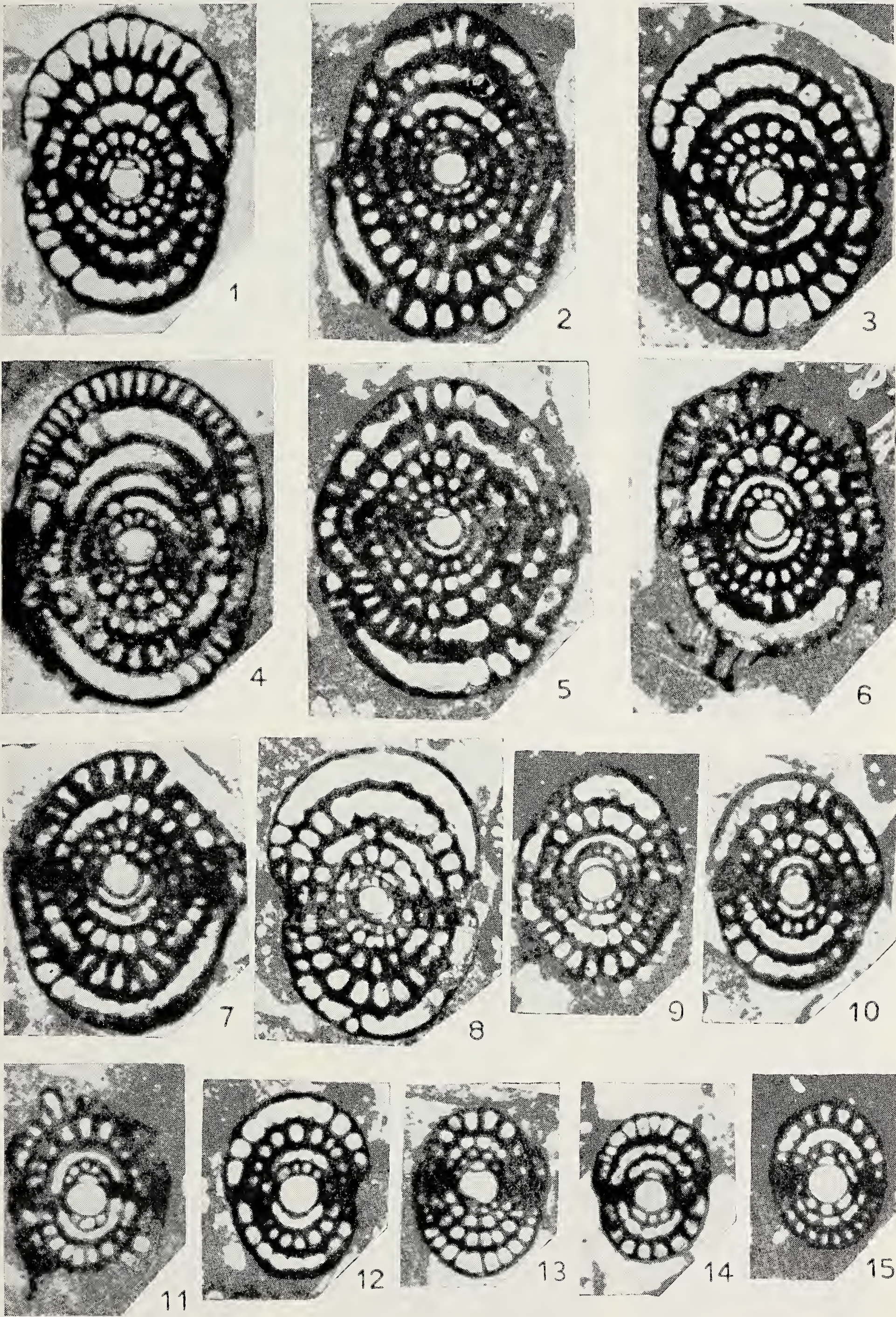

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

TAVOLA VIII

Ovalveolina maccagnoi n. sp., forma A

Figg. 1-11. — Sezioni centrate equatoriali ed equatoriali-oblique.
Preparati: A. 2008.41 (fig. 1), A. 2008.8 (fig. 2), A. 2008.64 (fig. 3), A. 2008.71 (fig. 4), A. 2008.40 (fig. 5), A. 2008.64 (fig. 6). A. 2008.24 (figg. 7, 10), A. 2008.13 (fig. 8), A. 2008.61 (fig. 9), A. 2008.56 (fig. 11).

Figg. 12-13. — Sezioni centrate equatoriali-oblique di esemplari in cui l'avvolgimento iniziale è irregolare.
Preparati: A. 2008.7 (fig. 12), A. 2008.27 (fig. 13).

Fig. 14. — Sezione centrata assiale lievemente obliqua di un esemplare in cui l'avvolgimento iniziale è irregolare.

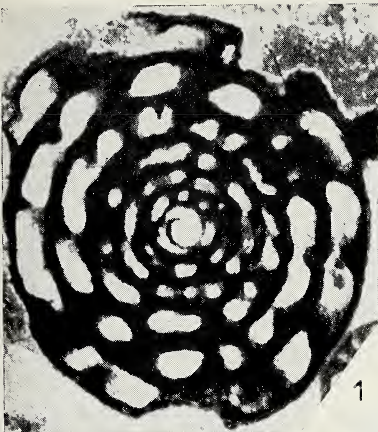
Per tutte le figure:

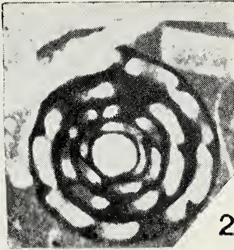
Ingrandimento: circa 52 ×.

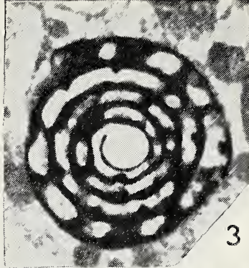
Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

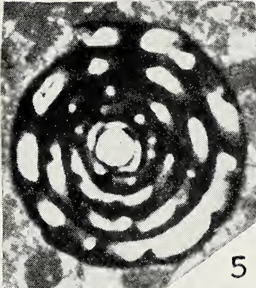
Età: Cenomaniano medio.

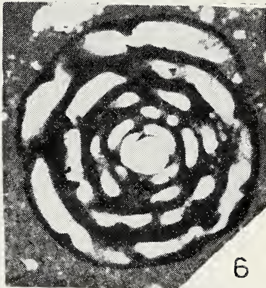
N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.

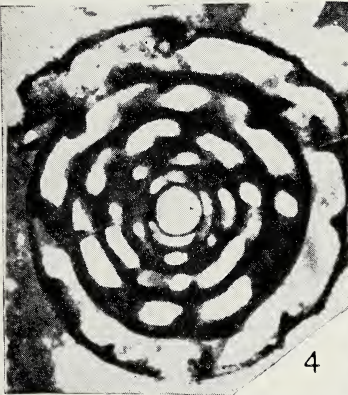

1


2


3

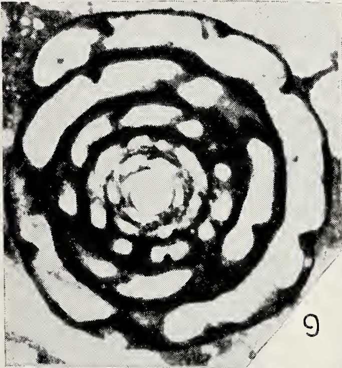

5

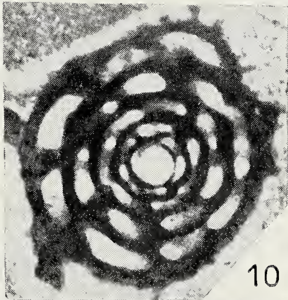

6


4

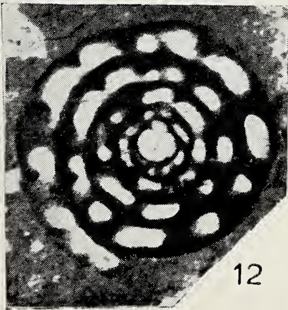

7

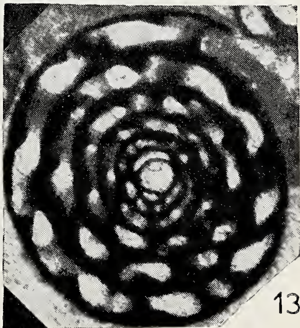

8


9


10


11


12


13

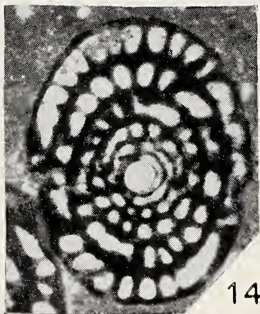

14

TAVOLA IX

Ovalveolina maccagnoi n. sp.

Figg. 1-3. — Sezioni oblique centrate di esemplari macrosferici A.
Preparati: A. 2008.11 (fig. 1), A. 2008.20 (figg. 2, 3).

Fig. 4. — Sezione trasversa.
Preparato: A. 2008.23.

Figg. 5, 8-16. — Sezioni tangenziali.
Preparati: A. 2008.29 (figg. 5, 8), A. 2008.5 (figg. 9, 15), A. 2008.6 (figg. 10, 14), A. 2008.24 (fig. 11), A. 2008.22 (figg. 12, 13), A. 2008.14 (fig. 16).

Figg. 6-7. — Sezioni tangenziali in cui si vede, nella loggia ontogenicamente più vecchia, l'inizio della formazione di alcuni setti secondari; questi raggiungono lo sviluppo completo nella loggia successiva. Questo fenomeno spiega la disposizione alternante, solo apparente, che talora si riscontra in alcuni individui.
Preparati: A. 2008.4 (fig. 6), A. 2008.22 (fig. 7).

Per tutte le figure:

Ingrandimento: circa 52 ×.

Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

Età: Cenomaniano medio.

N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.

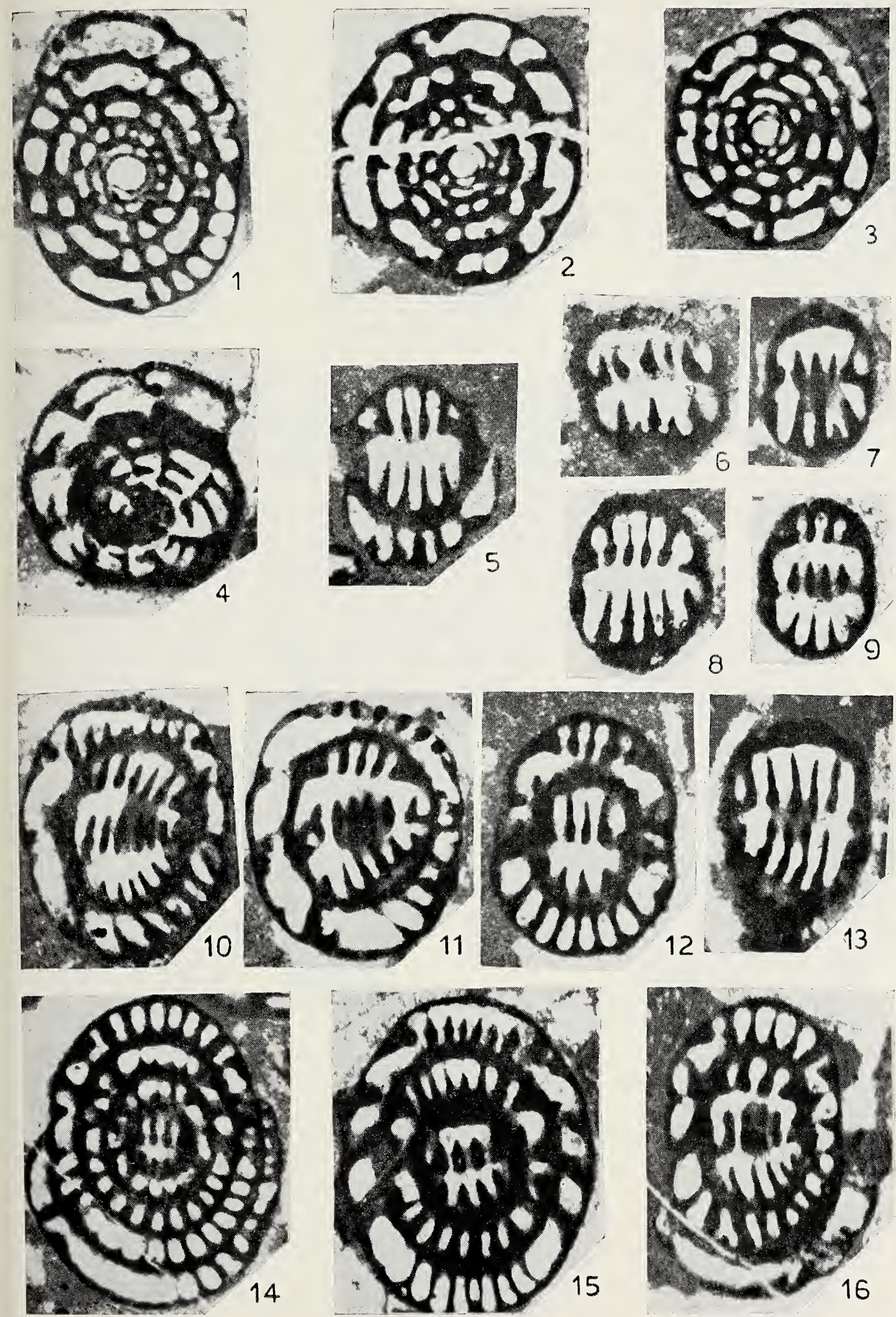

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

TAVOLA X

Ovalveolina maccagnoi n. sp.

Figg. 1-4. — Sezioni assiali o subassiali, talora un po' oblique.
Preparati: A. 2008.9 (fig. 1), A. 2008.19 (fig. 2), A. 2008.11 (fig. 3), A. 2008.22 (fig. 4).

Figg. 5-6. — Sezioni centrate equatoriali-oblique.
Preparati: A. 2008.60 (fig. 5), A. 2008.28 (fig. 6).

Figg. 7-9. — Sezioni tangenziali.
Preparati: A. 2008.23 (fig. 7), A. 2008.11 (fig. 8), A. 2008.18 (fig. 9).

Figg. 10-11, 13. — Sezioni centrate, assiali-oblique.
Preparati: A. 2008.17 (fig. 10), A. 2008.34 (fig. 11), A. 2008.20 (fig. 13).

Fig. 12. — Sezione tangenziale.
Preparato: A. 2008.31.

Le figure da uno a nove mettono in evidenza la presenza di loggette intercalate. Questo fenomeno non è da considerare, però, come un carattere di questa specie ma solo come una tendenza o come una malformazione.

Le figure da dieci a tredici mettono in evidenza la presenza di loggette aberranti le quali sono da porre in relazione con la suddetta tendenza a formare loggette intercalate (spiegazione nel testo).

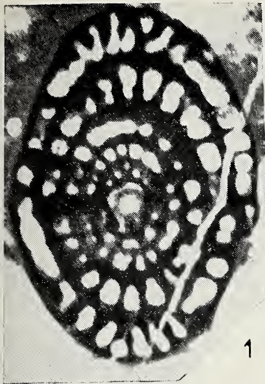
Per tutte le figure:

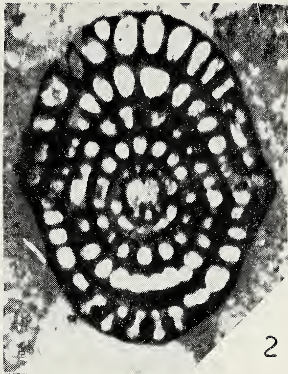
Ingrandimento: circa 52 ×.

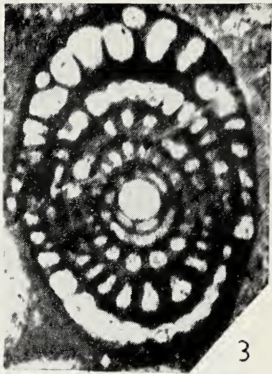
Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

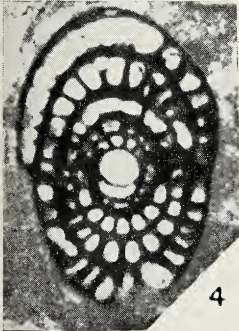
Età: Cenomaniano medio.

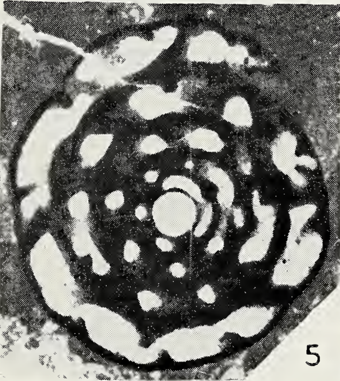
N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.

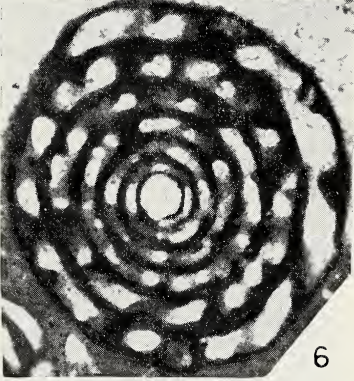

1

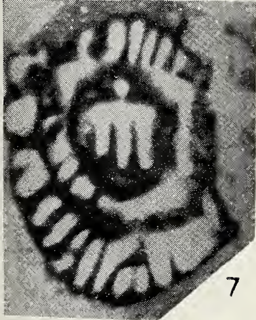

2


3


4

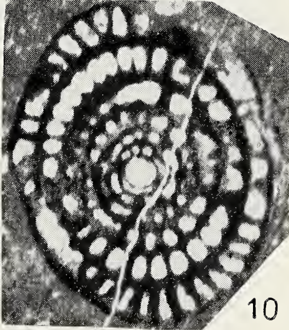

5

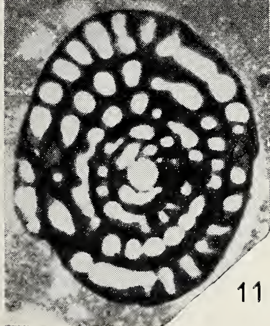

6

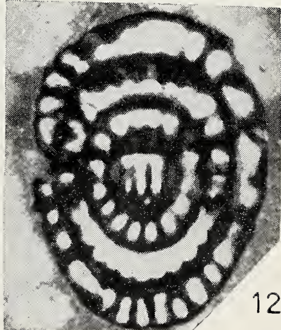

7


8


9


10


11


12

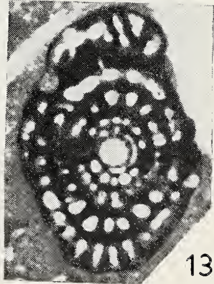

13

TAVOLA XI

Ovalveolina maccagnoi n. sp.
(ad eccezione della figura 11)

Figg. 1-11. — Le figure rappresentano degli individui interessati dal fenomeno di gemellaggio degli embrioni (spiegazione nel testo). Per quanto in questo fenomeno la fusione delle due cellule si effettui, nella popolazione studiata, nei primissimi stati ontogenetici; essa potrebbe stabilirsi anche dopo che le due cellule hanno raggiunto lo stadio adulto. Ciò è dimostrato dalle sigmoiline di figura undici che fanno parte della stessa popolazione ad *O. maccagnoi studiata.*
Preparati: A. 2008.70 (fig. 1), A. 2008.67 (fig. 2), A. 2008.11 (fig. 3), A. 2008.58 (fig. 4), A. 2008.48 (fig. 5), A. 2008.42 (fig. 6), A. 2008.37 (fig. 7), A. 2008.78 (figg. 8, 10), A. 2008.40 (fig. 11), A. 2008.9 (fig. 9).

Figg. 12-13. — Sezioni tangenziali.
Preparati: A. 2008.3 (fig. 12), A. 2008.24 (fig. 13).

Fig. 14. — Sezione assiale, lievemente obliqua.
Preparato: A. 2008.32.

Le figure da dodici a quattordici mettono in evidenza la presenza di loggette sovrapposte nel vano che normalmente compete ad una loggetta sola. Anche questo carattere come quello delle loggette intercalate, è da considerare soltanto come una tendenza o come una malformazione (spiegazione nel testo).

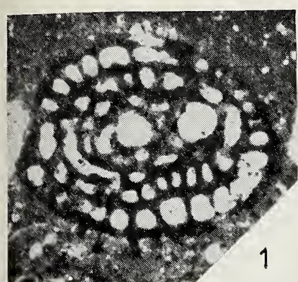
Per tutte le figure:

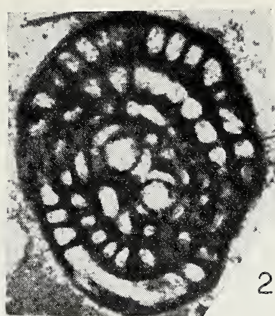
Ingrandimento: circa 52 ×.

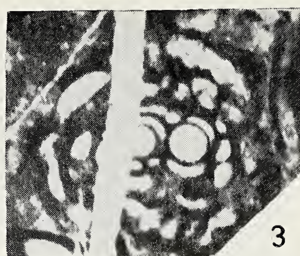
Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

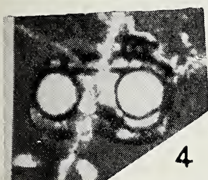
Età: Cenomaniano medio.

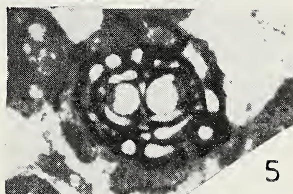
N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.

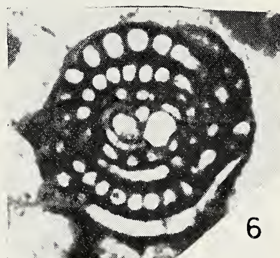

1

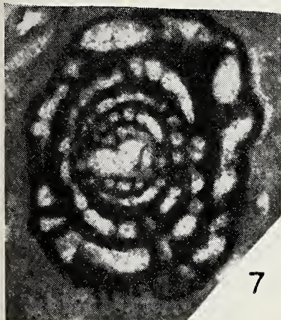

2

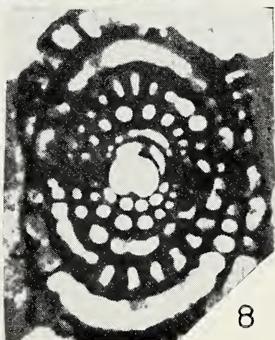

3

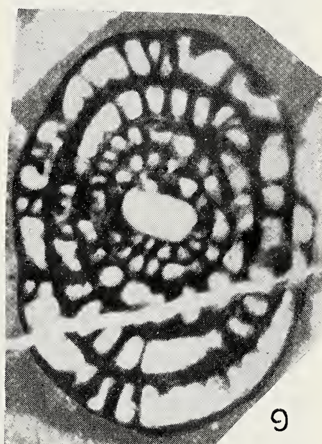

4

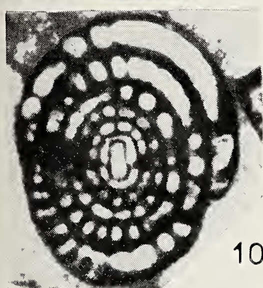

5

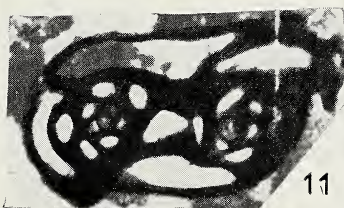

6

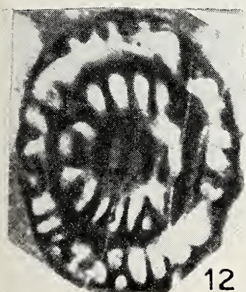

7


8


9


10


11


12


13

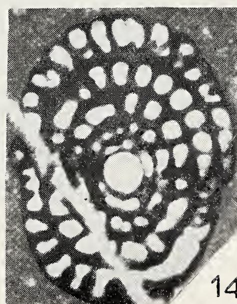

14

TAVOLA XII

Figg. 1-3. — *Ovalveolina maccagnoi* n. sp., forma A. Sezioni equatoriali lievemente oblique.
Preparati: A. 2008.66 (fig. 1), A. 2008.11 (fig. 2), A. 2008.34 (fig. 3).
Gli esemplari delle figure presentano il fenomeno di sdoppiamento della spira. Questo fenomeno è appena abbozzato nelle figure da uno e tre; è molto evidente, invece, nella figura 2 (spiegazione nel testo).

Figg. 4-6. — *Ovalveolina maccagnoi* n. sp. Sezioni centrate, prevalentemente assiali. (Forma A in figura cinque; forma B in figure quattro e sei).
Preparati: A. 2008.53 (fig. 4), A. 2008.77 (figg. 5, 6).

Figg. 7-10. — *Sellialveolina viallii* Colalongo. Sezioni tangenziali.
Preparati: A. 1976.18 (fig. 7), A. 1976.1 (fig. 8), A. 1976.8 (fig. 9), A. 1976.11 (fig. 10).

Le figure da quattro a dieci mettono in evidenza la tendenza da parte di alcuni esemplari di *Ovalveolina maccagnoi* (figg. 4-6) e *Sellialveolina viallii* (figg. 7-10) ad assumere uno stadio svolto (spiegazione nel testo).

Per tutte le figure:

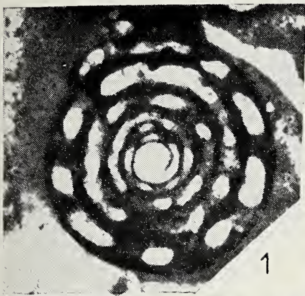
Ingrandimento: circa 52 ×.

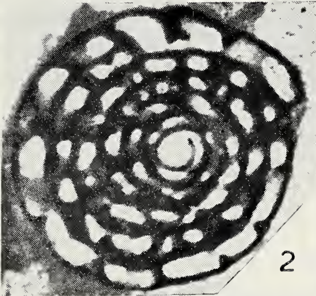
Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

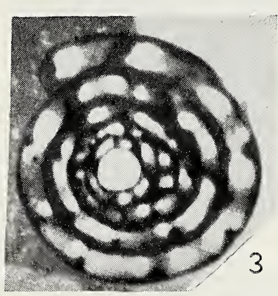
Età: Cenomaniano medio.

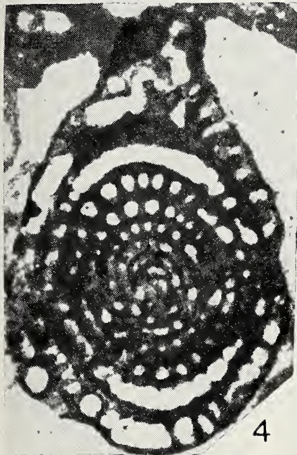
N.B. - Tutti gli esemplari figurati di *Ovalveolina maccagnoi* sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.

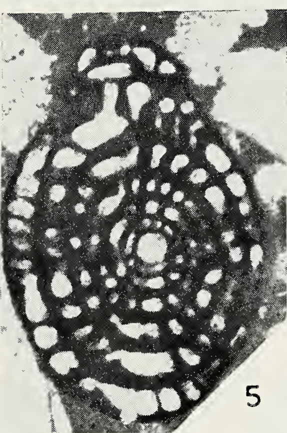
Anche gli esemplari di *Sellialveolina viallii* figurati porvengono da uno stesso campione.

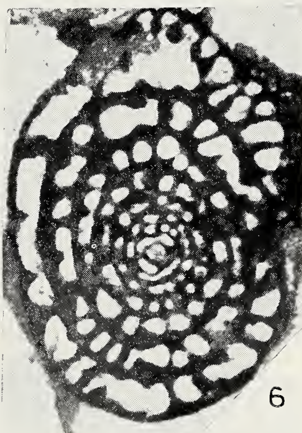

1

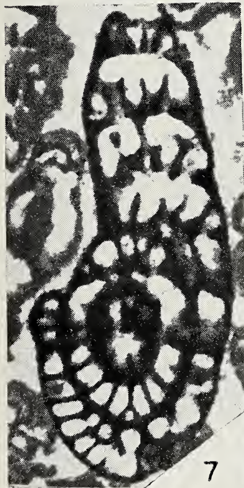

2


3


4


5


6


7


8


9


10

TAVOLA XIII

Figg. 1-7. — Sezioni centrate, variamente orientate di *Ovalveolina maccagnoi* n. sp., presentanti la porzione più interna del guscio obliterata (spiegazione nel testo). Preparati: A. 2008.13 (fig. 1), A. 2008.1 (fig. 2), A. 2008.18 (fig. 3), A. 2008.42 (fig. 4), A. 2008.56 (fig. 5), A. 2008.43 (fig. 6), A. 2008.3 (fig. 7).

Figg. 8-26. — Sezioni centrate, variamente orientate di esemplari appartenenti ad una seconda generazione macrosferica, indicata nel testo con A′, di *Ovalveolina maccagnoi* (spiegazione nel testo).
Preparati: A. 2008.52 (fig. 8), A. 2008.11 (fig. 9), A. 2008.6 (fig. 10), A. 2008.18 (fig. 11), A. 2008.16 (fig. 12), A. 2008.29 (fig. 13), A. 2008.43 (fig. 14), A. 2008.57 (fig. 15), A. 20088.11 (fig. 16), A. 2008.61 (fig. 17), A. 2008.3 (fig. 18), A. 2008.34 (fig. 19), A. 2008.44 (fig. 20), A. 2008.77 (fig. 21), A. 2008.50 (fig. 22), A. 2008.66 (fig. 23), A. 2008.57 (fig. 24), A. 2008.15 (fig. 25), A. 2008.57 (fig. 26).

Per tutte le figure:

Ingrandimento: circa 52 ×.

Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

Età: Cenomaniano medio.

N.B. - Tutti gli esemplari figurati provengono dallo stesso campione di roccia che contiene i paratipi di *Ovalveolina maccagnoi*.

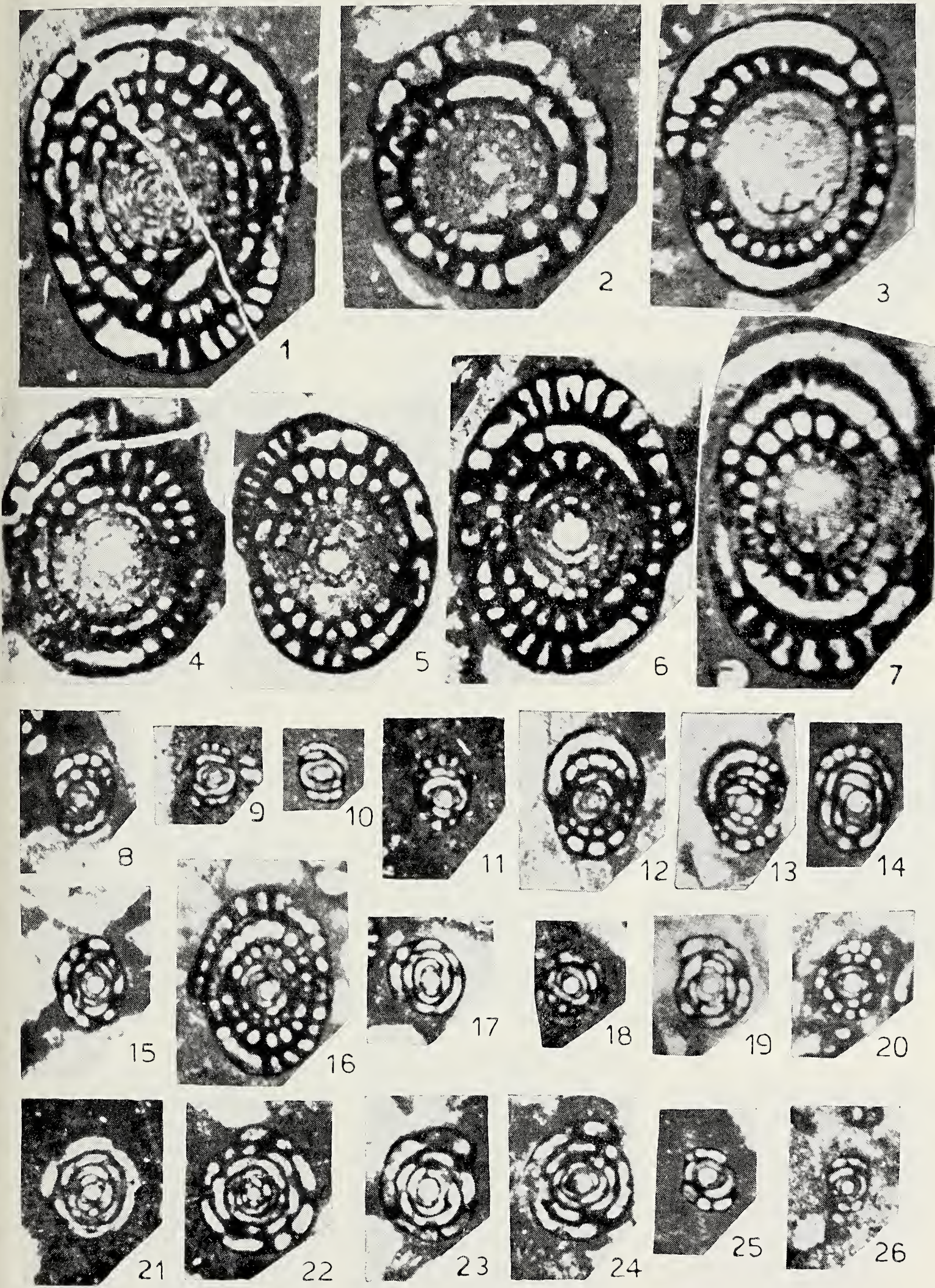

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

TAVOLA XIV

Ovalveolina maccagnoi n. sp., forma B

Figg. 1-7. — Sezioni assiali più o meno lievemente oblique.
Preparati: A. 2008.65 (fig. 1), A. 2008.79 (fig. 2), A. 2008.63 (fig. 3), A. 2008.64 (fig. 4), A. 2008.32 (fig. 5), A. 2008.47 (fig. 6), A. 2008.28 (fig. 7).
La loggia iniziale microsferica è evidente in fig. 6.

Figg. 8-13. — Sezioni equatoriali più o meno lievemente oblique.
Preparati: A. 2008.63 (fig. 8), A. 2008.40 (fig. 9), A. 2008.34 (fig. 10), A. 2008.7 (fig. 11), A. 2008.9 (fig. 12), A. 2008.79 (fig. 13).

Per tutte le figure:

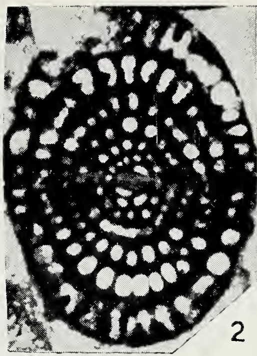
Ingrandimento: circa 52 ×.

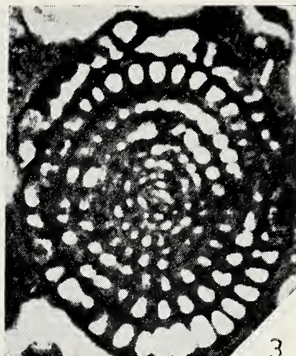
Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

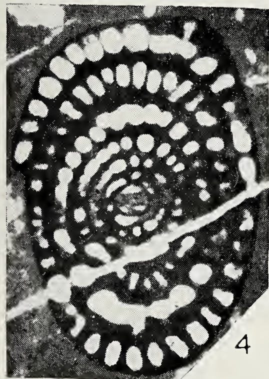
Età: Cenomaniano medio.

N.B. - Tutte le figure corrispondono a paratipi e gli esemplari figurati fanno tutti parte dello stesso campione di roccia.


1

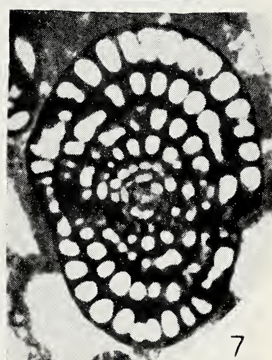

2

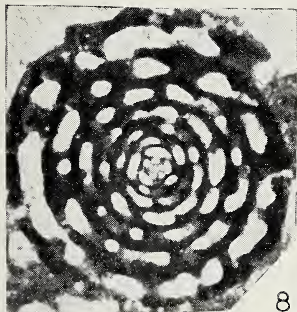

3

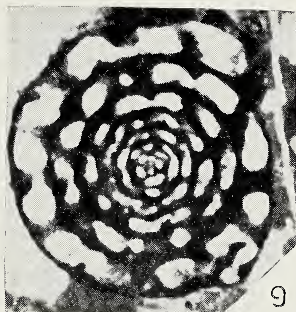

4


5

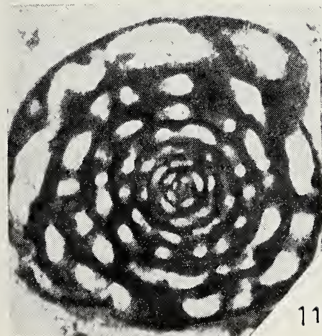

6

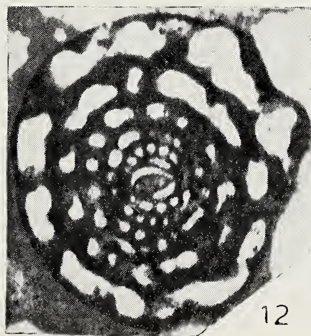

7


8


9


10


11


12


13

TAVOLA XV

Microfacies con *Ovalveolina reicheli* n. sp., *Miliolidae* con *Quinqueloculina* ed *Ataxophragmiidae* con *Cuneolina* spp.

Caratteri petrografici del campione relativo alla microfacies figurata: calcarenite organogena, granulosostenuta, ricca di matrice prevalentemente microcristallina in via di dolomitizzazione. I clasti sono costituiti per lo più da gusci di foraminiferi e molluschi; questi ultimi sono rappresentati da nerinee, altri turricolati e, subordinatamente, da diceratidi. Tra i foraminiferi sono presenti oltre alle forme citate anche *Orbitolinidae* e rare *Nummoloculina*. Le alghe sono rappresentate da forme riferibili a *Cayeuxia*.

Preparato: A. 3023.19.

Ingrandimento: circa 15 ×.

Località: La Rocca presso Monte Cigno (tavoletta I.G.M.: 173 IV NO-Cerreto Sannita).

Età: Albiano basale

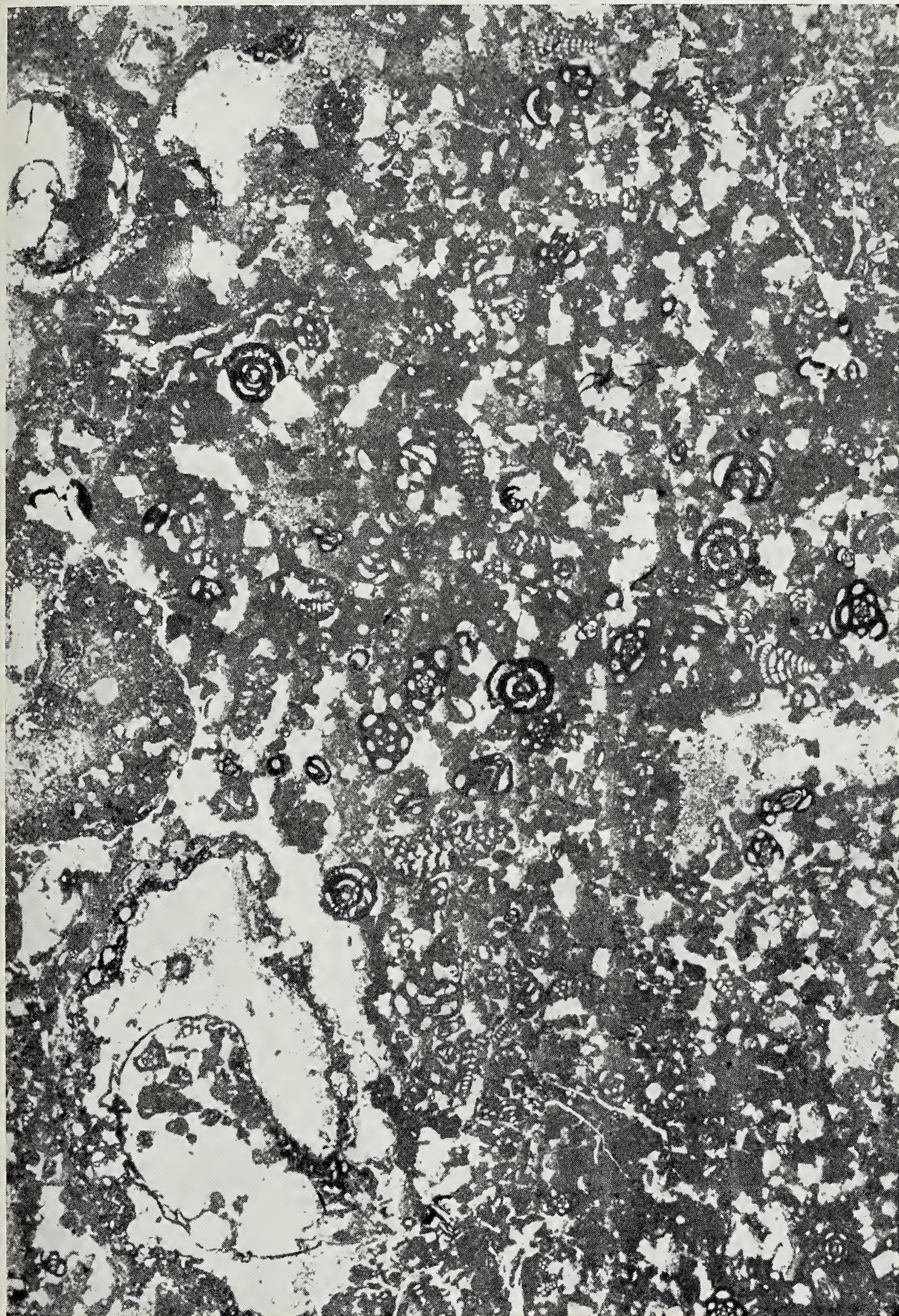


TAVOLA XVI

Microfacies con *Ovalveolina crassa* n. sp., *Orbitolinidae*, *Miliolidae*, *Ataxophragmiidae* con *Cuneolina*, *Textulariidae* e frammenti di gusci di molluschi.

Caratteri petrografici e micropaleontologici del campione relativo alla microfacies figurata: calcarenite organogena granulosostenuta, a matrice prevalentemente spatica e con clasti costituiti quasi esclusivamente da gusci di foraminiferi e frammenti di gusci di molluschi. Tra i foraminiferi sono rappresentate oltre alle forme suddette anche diversi esemplari di *Peneroplis planatus parvus* De Castro. Le alghe sono presenti con rari esemplari riferibili a *Pianella* e *Bacinella*.

Preparato: A. 1985.13.

Ingrandimento: circa 15 ×.

Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

Età: Cenomaniano medio.

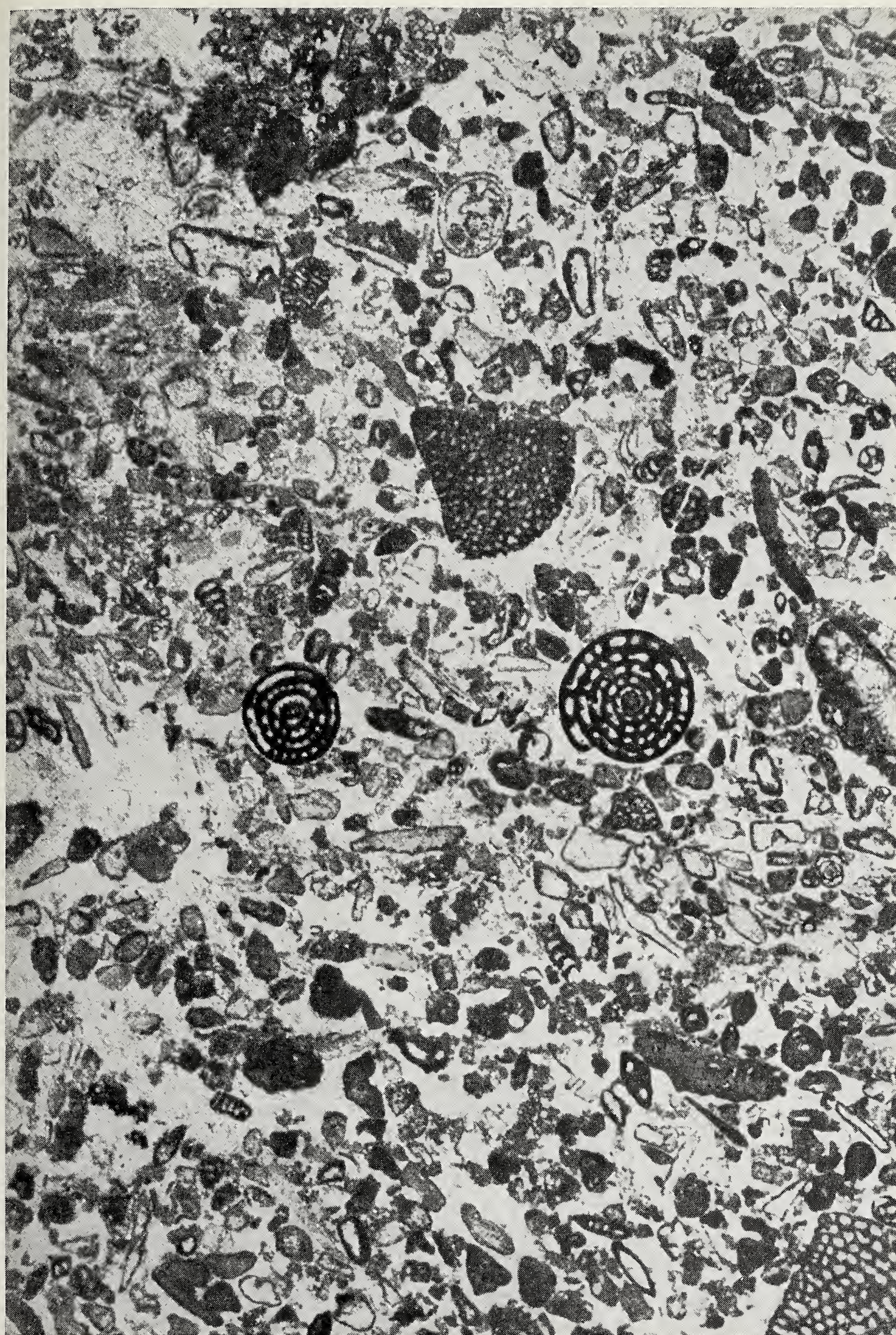


TAVOLA XVII

Microfacies con *Ovalveolina maccagnoi* n. sp., *Sigmoilina* spp., frammenti di diceratidi e gasteropodi.

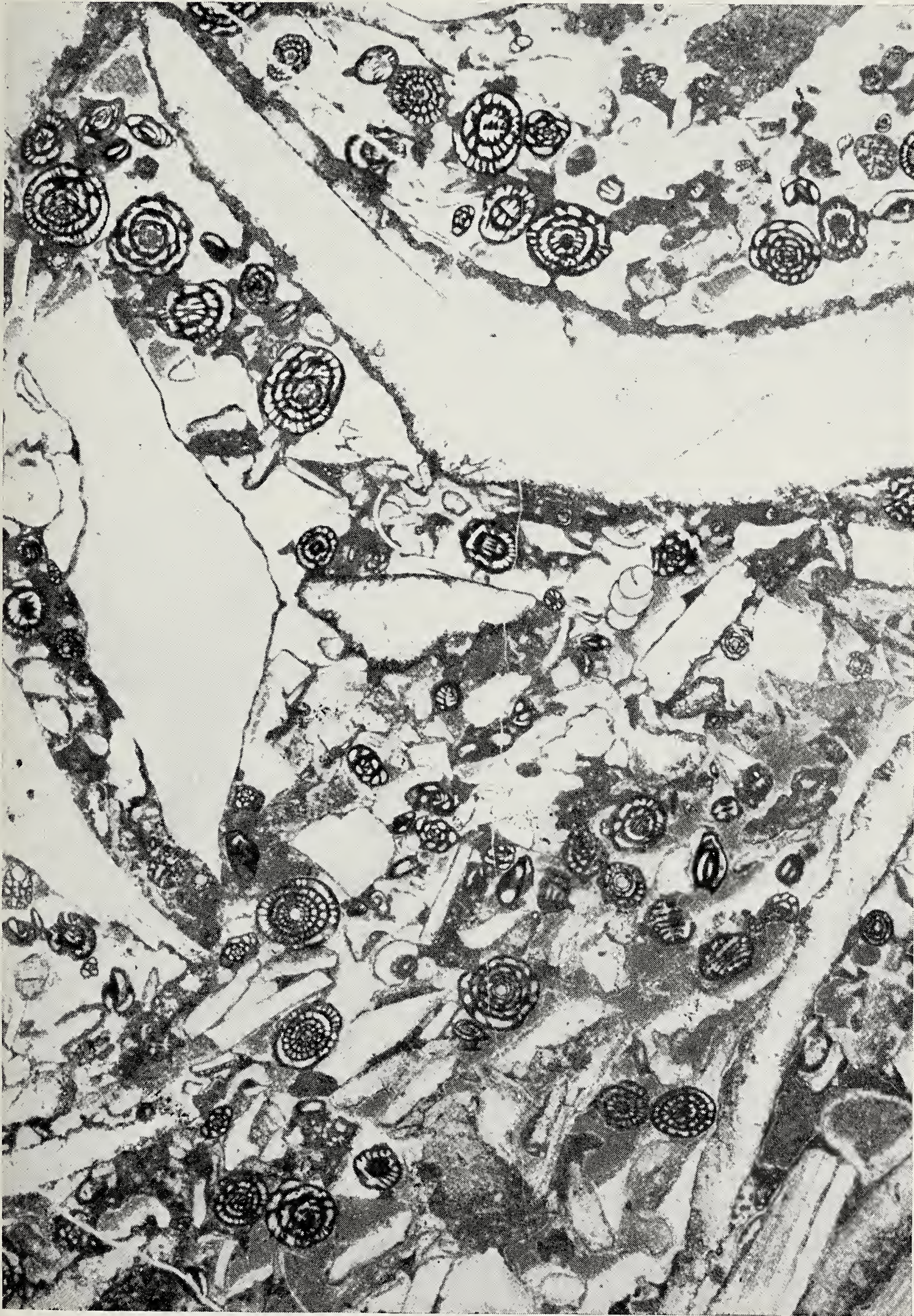
Caratteri petrografici e micropaleontologici del campione relativo alla microfacies figurata: calcarenite organogena, granulosostenuta, con matrice prevalentemente microcristallina e quantità non trascurabili di matrice spatica. I clasti sono costituiti quasi esclusivamente da frammenti di gusci di diceratidi, gusci di gasteropodi e foraminiferi. Tra questi ultimi sono rappresentate quasi esclusivamente le famiglie *Alveolinidae* con *Ovalveolina maccagnoi* e *Miliolidae* con *Sigmoilina* spp.; del tutto subordinate sono le *Ataxophragmiidae* rappresentate da cuneoline.

Preparato: A. 2008.57.

Ingrandimento: circa 15 ×.

Località: Monte Cerreto presso Tuoro in provincia di Caserta (tavolette I.G.M.: 172 II SE-Caserta e 172 II NE-Castelmorrone).

Età: Cenomaniano medio.



Osservazioni geo-morfologiche sulla conoide torrentizia del Rio Rava presso Mignano Montelungo (prov. Caserta) (*)

Nota del socio LUDOVICO BRANCACCIO

(Tornata del 25 novembre 1966)

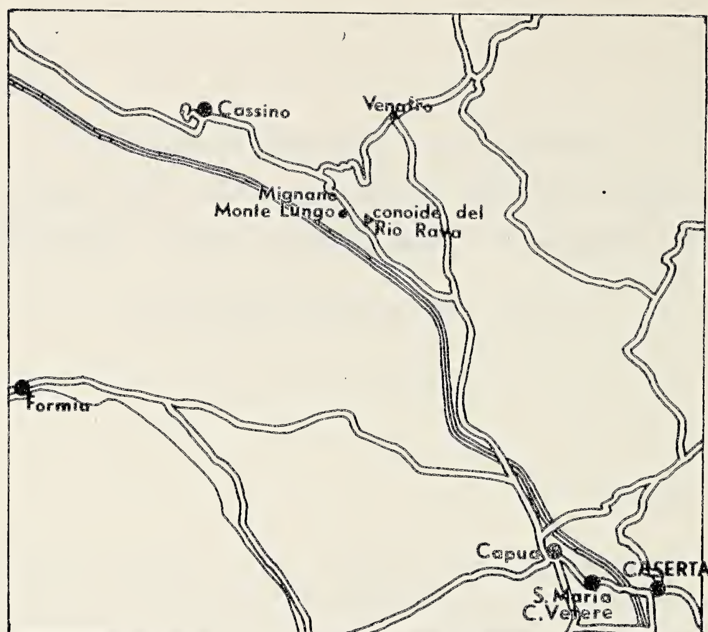
Introduzione.

La strada statale N. 6, Casilina, tra la stazione ferroviaria di Tora-Presenzano e l'abitato di Mignano Montelungo corre diritta in deboli saliscendi, lasciando ad occidente i ripiani di piroclastiti e di vulcaniti del Roccamonfina solcati da profonde incisioni, e ad oriente gli alti rilievi calcarei di M.te Cesima e di C.le la Coppa, peraltro anche essi attraversati da una serie di valloni, insediati perloppiù lungo linee di frattura ad andamento Nord est-Sud ovest che, numerose, interessano i massicci calcarei mesozoici. Allo sbocco delle suddette incisioni nella pianura si può osservare tutta una serie di conoidi di deiezione, sul più grande dei quali, quello costruito dal Rio Rava presso l'abitato di Campozillone, ho eseguito alcune osservazioni che mi hanno portato a dedurre lo stato del clima presente durante la sua formazione, nonchè il periodo geologico durante il quale la deiezione è avvenuta.

Premetto che la scelta non è caduta a caso sul conoide del Rio Rava, giacchè esso è l'unico, nella zona suddescritta, che risulta profondamente inciso, e che mette a nudo, per lo spessore di alcuni metri, il materasso alluvionale, permettendo così di realizzare la serie di osservazioni che appresso riporto. È infine necessario chiarire che il torrente Rio Rava si trova attualmente in fase di erosione, e quindi il deposito alluvionale può ritenersi fossile.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

(*) Ringrazio affettuosamente il Prof. ANTONIO LAZZARI per i preziosi suggerimenti dati, come di consueto, senza alcuna riserva mentale.



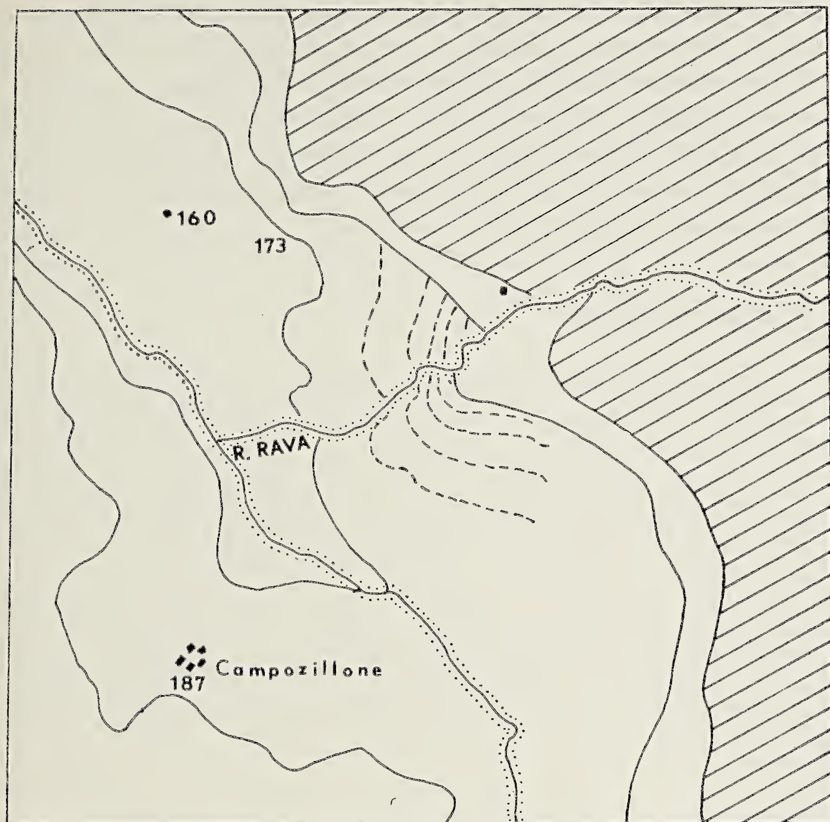
Tav. 1. — Carta geografica con la localizzazione della conoide del Rio Rava.

Il Rio Rava. Bacino di raccolta e canale di scolo.

Il Rio Rava è un torrente dalla lunghezza piuttosto modesta (5 km.), dotato però di un bacino imbrifero di notevoli dimensioni: esso infatti drena le acque superficiali del bacino carsico di Piano Cesima, situato a 650 metri di altezza, il cui margine è stato intaccato, per erosione regressiva, dalle acque del torrente. La presenza a monte di un bacino carsico influisce in notevole misura sul regime del Rio Rava: il Piano Cesima infatti, essendo dotato, come del resto tutti i bacini intermontani dell'Appennino meridionale, di emissari sotterranei, di rado risulta colmo di acqua sì da alimentare il torrente. In tal modo il bacino di raccolta del Rio Rava viene ad essere in effetti assai più limitato di quanto sembri, e si riduce soltanto agli interfluvi naturali della valle, costituiti a nord dalle pendici del M.te Cesima, ed a sud da quello del C.le la Coppa.

In tal modo vengono accentuati i caratteri di instabilità di portata noti per i corsi d'acqua dotati di regime torrentizio. La notevole pendenza dei versanti aumenta ancor più questi caratteri.

Il canale di scolo è costituito da una profondissima incisione,



Tav. 2. — Carta topografica schematica in scala 1 : 17.000 della zona studiata. L'equidistanza è di m. 25; per le curve a tratti di m. 5. Sulla destra in alto, a tratto obliquo, le falde del M.te Cesima. Si notino i meandri incastrati del torrente Rio Rava.

talvolta addirittura da una forra, che attraversa in direzione Est-Ovest il massiccio mesozoico lungo una linea di faglia ben precisa. Si tratta di una grossa faglia di sovrascorrimento, il cui liscione, assai ben visibile, è sormontato da alcuni metri di roccia dolomitica ridotta ad un tritume, che costituisce la breccia di faglia. In questa roccia il torrente si è aperto con una certa facilità la strada: esso corre per circa un terzo del suo cammino appunto sullo specchio di faglia, peraltro sub-orizzontale. I versanti, data la pendenza e la giacitura delle rocce, sono molto instabili, e di frequente franano a valle dopo le piogge, come testimoniano i crolli freschi di grandi massi sul fondo valle.

Le forme giovanili del canale fanno pensare che l'escavazione è avvenuta abbastanza di recente, e deve, probabilmente, essere messa in relazione con gli ultimi sollevamenti che hanno interessato i massicci mesozoici durante il Quaternario: si intravvedono infatti antiche superfici morfologiche, come quella di C.le Spadone e dello stesso M.te Cesima, già modellate, che sono state reincise dalle acque superficiali del Rio Rava.

La conoide di deiezione.

Le dimensioni della conoide del Rio Rava sono piuttosto notevoli in relazione alla lunghezza del torrente; il raggio della conoide, 500 metri, è circa la decima parte della valle torrentizia: il valore di questo rapporto non si distacca molto da quello calcolato dal Gortani (1912) per alcune forme di accumulo presenti nella valle del Tagliamento. L'angolo di apertura è notevolmente grande: circa 65°: esso va naturalmente messo in relazione con le condizioni topografiche preesistenti alla formazione della conoide. La superficie è di 0,32 chilometri quadrati; i valori della pendenza superficiale verranno dati a parte, giacchè nello studio delle conoidi si annette grande importanza a essi.

Pendenza.

La pendenza dei coni di deiezione è stata oggetto di lunghe discussioni da parte degli studiosi, sia per fissarne i limiti quanto per tentarne l'interpretazione. In gran parte i vecchi Autori fissavano come limite massimo della pendenza dei coni torrentizi 30° (Gortani, 1912; Chamberlin e Salisbury, 1904); è probabile tuttavia che essi comprendessero nel termine « cono di deiezione » anche le forme di accumulo pedemontane che piuttosto vanno ascritte ai detriti di falda o di frana, in cui l'acqua, come agente di trasporto, assume un'importanza del tutto secondaria. Non mancano però Autori che parlano di pendenze massime assai più limitate come De Martonne (1909) che fissa il limite a circa 12°. Gli Autori americani, che hanno studiato specialmente il fenomeno nei monti della California, ove esso è particolarmente frequente, hanno trovato angoli di scarpa non superiori ai 10 gradi (Eckis, 1928) o addirittura ai 5 gradi (Lawson, 1915). Blissenbach (1952) ha calcolato per le conoidi della valle Aubrey

in Arizona una pendenza massima di 5 gradi, per quelle di Black Hills, sempre in Arizona, di 9° gradi (1954).

Varia è anche l'interpretazione che viene data dei valori di pendenza dei coni di deiezione. Secondo Haug (1907) il grado di pendenza varierebbe secondo lo stato fisico dei detriti, vale a dire secondo la loro disgregabilità; Chamberlin (1904) invece attribuisce massima importanza alla diminuzione di velocità che l'acqua subisce all'uscita del canale di scolo; Gortani (1912), infine, alla pendenza del canale di scolo stesso: quanto maggiore essa è, tanto maggiore risulta la pendenza della superficie del cono. Gli Autori americani infine ritengono che la pendenza dei coni di deiezione sia legata alle condizioni climatiche della regione in cui essi si trovano. Le conoidi, secondo Lawson (1915) e Blissenbach (1954), sono frequenti specialmente nelle regioni con aspri rilievi, ed il loro sviluppo è favorito in particolar modo dai climi aridi e semiaridi. L'influenza dell'asprezza dell'orografia è evidente: in simili condizioni infatti la pendenza del talweg torrentizio produce profonda erosione e notevole capacità di trasporto; allo sbocco in pianura della valle invece, insieme ad una diminuzione della pendenza, si ha una forte tendenza a deporre i materiali. In pratica tutti i detriti accumulati a fondo valle sono portati via dai corsi d'acqua ingrossati dai brevi ed infrequenti periodi di pioggia: questo tipo di precipitazione è caratteristico di aree con clima arido o semi-arido. In condizioni di clima umido possono tuttavia svilupparsi coni di deiezione, come lungo le Alpi e l'Himalaya; essi però differiscono sostanzialmente da quelli di clima secco: hanno infatti una pendenza minore, giacchè le acque correnti favoriscono lo sviluppo di angoli di scarpa minori.

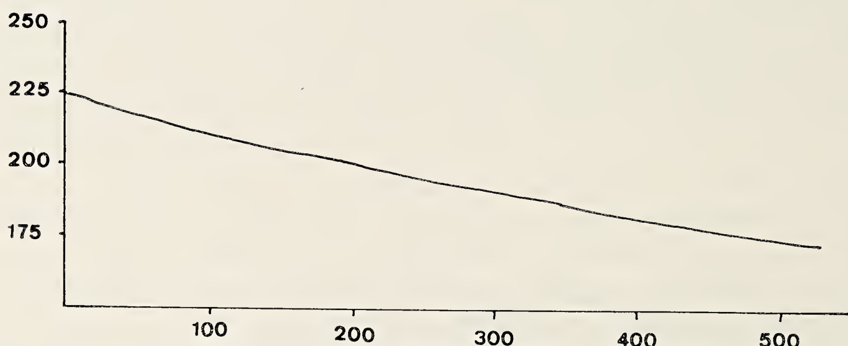
La pendenza del cono del Rio Rava varia in maniera sensibile dall'apice alla base; tuttavia essa nel complesso si mantiene nell'ambito di valori abbastanza bassi. Il valore massimo da me riscontrato è di 6°40' in corrispondenza dell'apice della conoide; ed esso varia

Distanza dall'apice in metri	0-40	40-80	80-150	150-260	260-310	310-350	350-530
Pendenza in gradi	6°40'	6°20'	6°10'	5°40'	5°30'	5°00'	0°20'

Tav. 3. — Pendenza, in gradi, della superficie della conoide in relazione alla distanza dall'apice.

sino a 0°20' alla base di essa. Tenendo presente che il raggio è di appena 530 metri, e che, in linea generale, sono appunto i coni dalle dimensioni più piccole quelli che hanno angoli di scarpa maggiori (Gortani, 1912, Blissenbach, 1954), si può concludere che il cono del Rio Rava ha una pendenza davvero modesta. Peraltro, alla luce delle osservazioni eseguite da altri Autori citati, è possibile tentare l'interpretazione di questo dato. È verosimile pensare che la conoide si sia sviluppata in un periodo di clima abbastanza umido (fatto questo confermato pienamente dai risultati delle prove granulometriche eseguite per ricercare l'indice di *sorting* di Trask, e di cui si parlerà in seguito, nella parte del presente lavoro dedicata alla sedimentologia del conglomerato alluvionale), durante il quale l'abbondanza delle precipitazioni produsse un generale aumento della portata dei fiumi e dei torrenti, con incremento del potere di accumulo da parte dei corsi d'acqua stessi (Tongiorgi-Trevisan, 1941).

Dai valori riportati si può inoltre rilevare che nella parte bassa



Tav. 4. — Profilo longitudinale della superficie della conoide del Rio Rava.

del cono c'è una rapida caduta di pendenza, da cui deriva la forma convesso-concava (convessa nella parte alta e concava nella parte bassa) del profilo longitudinale della conoide. Questa particolare forma del profilo superficiale del deposito, che peraltro non risulta minimamente intaccato dall'erosione, può essere stata generata da una violenta piena nell'ultima fase della deiezione (Gortani, 1912), con la relativa deposizione di un mantello di alluvioni sulla conoide preformata; tale forma del profilo longitudinale è del resto la più frequente, secondo gli Autori, tra le conoidi torrentizie. Peraltro, la presenza negli strati più recenti di strutture sedimentarie particolari, di cui si parlerà nella

parte del presente lavoro dedicata alla stratigrafia delle alluvioni, conferma che a chiusura della serie stratigrafica dovette esserci una piena di particolare intensità, con formazione verso valle, a causa della presenza di ostacoli di varia natura, addirittura di piccoli bacini lacustri.

Geologia della conoide.

Stratigrafia.

I materiali alluvionali costituenti la conoide del Rio Rava poggiano direttamente sui prodotti piroclastici del vulcano Roccamonfina, i quali, pur non facendo parte della serie conglomeratica, il cui studio è l'oggetto del presente lavoro, meritano una descrizione dettagliata, dato il ruolo che essi hanno avuto nella formazione della conoide, ruolo che verrà in seguito chiarito.

Nell'attuale talweg del torrente Rio Rava, e precisamente presso il ponte della S. S. Casilina al km. 160, affiorano, sotto il materasso alluvionale, dei tufi di colore grigio-scuro, e talora violetti, di provenienza dal Roccamonfina; essi appaiono per uno spessore di circa tre metri, è probabile però che il loro spessore reale sia maggiore. I suddetti tufi contengono numerose scorie di colore nero, soffiate, nonchè piccoli cristalli di pirosseno; tuttavia, ciò che maggiormente attira l'attenzione è la presenza, in seno ad essi, e disposti senza alcun ordine apparente, di ciottoli calcarei di varie dimensioni, da qualche centimetro sino a circa venticinque; essi presentano una patina metamorfica, talora di colore giallastro, indizio sicuro che le ceneri vulcaniche, in seguito diagenizzate sino a formare prodotti litoidi come i tufi grigi, giunsero al suolo ad elevata temperatura, e, depostesi lungo i pendii dei monti calcarei circostanti, con angoli di scarpa troppo elevati, scivolarono verso valle trascinando con sè anche elementi del substrato. Il reperimento di ciottoli calcarei in simili condizioni è del resto comune anche nei tufi grigi campani, ove la patina metamorfica è spesso di tipo fluorifero (Galdieri e Paolini, 1913). Inoltre, è probabile che l'eiezione da parte del vulcano dei materiali piroclastici formanti i tufi avvenne durante un unico atto esplosivo, come suggerisce l'osservazione che i tufi non presentano alcuna traccia di stratificazoine.

L'inizio della serie alluvionale è segnato dalla presenza di un

conglomerato ad elementi dalle dimensioni piuttosto piccole (fino a circa 2 centimetri) e con matrice di origine piroclastica originatasi dall'erosione superficiale, ad opera delle acque correnti, dei tufi grigi e violetti. Il conglomerato presenta caratteristiche strutture sedimentario del tipo « cut-and-fill », prodotte dalle divagazioni, in seno al letto torrentizio, di rigagnoli, i cui canali vengono successivamente riempiti dai materiali alluvionali. Le strutture di questo tipo, del resto frequenti in tutta la serie conglomeratica, sono però particolarmente evidenti al contatto tra i tufi ed i conglomerati. Al di sopra di questo livello, spesso in media circa 30 centimetri, e che rappresenta il deposito formatosi nel primitivo letto che il torrente scavò nei tufi, compaiono i conglomerati della conoide, la cui serie descrivo quì appresso.

Strato 1) Conglomerato ad elementi calcareo-dolomitici dalle dimensioni molto variabili, comprese tra qualche centimetro e circa 13, che risultano assai ben arrotondati e denotano un lungo trasporto. Il cemento, molto più abbondante che nei surcessivi livelli, è costituito anche in questo caso, come in tutta la serie conglomeratica studiata, da materiali piroclastici fluitati. Spessore: 20 centimetri.

2) Il conglomerato di questo strato è meno assortito di quello precedente: la dimensione massima dei clasti è di 3 centimetri, ed essi risultano meno arrotondati (va precisato che la serie è stata eseguita in una sezione verticale, perciò le dimensioni massime sono state misurate tutte nello stesso punto, a 500 metri di distanza dall'apice della conoide). Il cemento è, al solito, prodotto dall'erosione dei tufi. In questo strato ho rinvenuto due strumenti di selce usati dall'uomo preistorico, di circa 2 centimetri di lunghezza e scheggiati su due lati; per la loro fattura essi possono essere attribuiti al Paleolitico medio-superiore. Come verrà in seguito esposto, ho ritenuto questo elemento molto utile ai fini della datazione della conoide.

3) Conglomerato con elementi sino a 6 centimetri di diametro, piuttosto ben assortito, molto simile a quello dello strato 1). Probabilmente questi due livelli, rappresentano moderate fasi di piena del torrente con apporto a valle di clasti di dimensioni maggiori.

a) Un primo livello piroclastico, di colore nero, spesso all'incirca 7 centimetri, che segna una esplosione vulcanica. Sono state eseguite in questo materiale analisi palinologiche per cercare di determinare il momento di questa esplosione, ma il livello è risultato assolutamente sterile; evidentemente non c'è stata una sosta nella deiezione, da parte del torrente, sufficientemente lunga da permettere

lo sviluppo di un mantello umificato e della relativa copertura vegetale. Non si riesce a seguire questo strato lungo tutto il profilo radiale della conoide; in particolare nella parte superiore del cono esso dovette essere asportato dalle acque superficiali.

4) Strato costituito dal solito conglomerato ad elementi calcarei; la dimensione massima dei clasti è di circa 3 centimetri. Il cemento, originatosi a discapito del livello piroclastico sottostante, è particolarmente abbondante; lo spessore è di 45 cm.

5) In questo strato gli elementi del conglomerato hanno dimensioni non superiori, in media, a 6 centimetri. Lo strato talvolta non è ben definito a causa di strutture sedimentarie del tipo « cut-and-fill »; spessore 45 centimetri.

6) Dimensioni dei clasti: circa 6 centimetri; c'è una certa abbondanza, in questo strato, di materiali sabbiosi del cemento; spessore 38 cm.

b) Livello costituito da prodotti piroclastici, di colore grigio scuro, contenente ciottoli calcarei calcificati e circondati da una aureola metamorfica di colore giallo; indubbiamente questo livello rappresenta una fase di attività del Roccamonfina. Anche in questo strato la ricerca palinologica non ha portato alcun frutto; è quindi da escludersi che il livello rappresenti un paleosuolo della conoide; esso è ben continuo e si segue in tutta la conoide. Lo spessore è di 12 centimetri.

c) Altro livello piroclastico costituito da tufo giallastro, piuttosto compatto, con numerosissime scorie di colore verdastro di piccole dimensioni; questo livello si distingue facilmente dal precedente. Spessore: circa 20 centimetri.

7) Strato conglomeratico dallo spessore variabile tra 90 e 200 centimetri, in cui gli elementi sono disposti senza alcun ordine apparente; questo fatto, senza alcun dubbio, indica che lo strato in questione rappresenta la fase di maggior piena avuta, nella storia della conoide, dal Rio Rava; le dimensioni dei clasti sono molto varie; si trovano addirittura elementi con diametro di 50 centimetri. Il cemento è di colore giallo, e conferisce a tutto lo strato una tinta caratteristica, che lo rende facilmente distinguibile in tutte le parti del cono alluviale: esso si è formato a scapito del livello piroclastico c).

In genere la serie conglomeratica termina verso l'alto con lo strato 7), a sua volta ricoperto dal mantello eluviale umificato; tuttavia, in corrispondenza dell'antico alveo torrentizio lo spessore dello strato 7) è notevolmente minore (circa 90 centimetri), e la serie è chiusa da

conglomerati clino-stratificati, dello spessore di circa 100 cm., che rappresentano indubbiamente un deposito di piena, e di cui si parlerà più diffusamente in seguito.

Sedimentologia.

Ho eseguito alcune prove granulometriche sulle alluvioni del Rio Rava, al fine di dedurre l'indice di sorting (Trask 1932), che viene comunemente ritenuto indicativo delle condizioni climatiche e del meccanismo con cui sono state deposte le alluvioni dei coni torrentizi (Blissenbach, 1954). Blissenbach, e con lui altri autori, ha notato, nelle conoidi di deiezione, tre diversi tipi di deposito;

1) ad opera di « sheetflood », ossia di grandi alluvioni, durante le quali le acque del torrente, alimentate da improvvise e violente piogge, emergono dalla valle frammiste a gran quantità di detrito, sì da formare una vera e propria colata fangosa. In genere queste colate fangose (mudflow) sono caratterizzate dalla brevità nel percorso (poche centinaia di metri) e nel tempo (solo alcuni minuti). I depositi relativi peraltro presentano una matrice sabbiosa o argillo sabbiosa piuttosto ricca, e sono assolutamente privi di stratificazione, giacchè gli elementi grossolani sono disposti nella massa senza alcun ordine (gradazione o classazione); rispetto all'indice di sorting essi presentano dei valori piuttosto elevati, vale a dire risultano poco assortiti: perloppiù l'indice supera 3,0. I depositi risultano perciò prevalentemente unimodali, e la frazione preponderante è quella di tipo sabbioso. È evidente che i fenomeni di « mudflow » sono frequenti specialmente nei climi secchi, in cui, durante i lunghi periodi di siccità, gli agenti termoclastici riducono le rocce ed i clasti già formati a dimensioni molto piccole; durante i rari periodi di pioggia la massa di questi detriti, accumulatasi a fondo valle, viene fluidificata e si mette in movimento senza arrestarsi se non quando la pendenza diminuisca sensibilmente.

2) Depositi da « streamflood ». Anche in questo caso si tratta di piene particolarmente forti, durante le quali tuttavia, a differenza delle « sheetflood », le acque del torrente, pur essendo abbondanti, non superano gli argini dei vari distributari, a causa della minore portata solida; in conseguenza i depositi relativi sono distribuiti linearmente, vale a dire solo lungo il corso dei distributari (al contrario, i depositi da « sheetflood » hanno una disposizione a mantello che si riesce a seguire lungo tutto il profilo trasversale della conoide).

I depositi in questo caso presentano un indice di sorting compreso tra 1,5 e 3,0: la frazione sabbiosa è qui assolutamente secondaria. È sempre presente la stratificazione dei sedimenti. I fenomeni da streamflood sono caratteristici dei climi umidi.

3) Depositi da « stream ». Sono i depositi formati durante la normale attività del torrente, quando la portata si riduce al minimo. Essi sono caratterizzati da un basso indice di sorting, e dal fatto che risultano sempre ben stratificati.

Nel caso del Rio Rava le prove granulometriche eseguite su ciascuno strato hanno dato un indice di sorting compreso tra 1,6 e 3,5. Questo fatto indica chiaramente che la conoide è stata costruita prevalentemente ad opera di piene del torrente del tipo « streamflood »; del resto solo in un caso ho trovato un valore superiore a 3,0, e precisamente per lo strato 6) sottostante il livello piroclastico b). A conferma dei dati sedimentologici inoltre c'è l'osservazione che la serie risulta interamente stratificata, ed inoltre che i depositi sono indubbiamente linearmente disposti; infatti spesso lungo l'attuale

Individuazione dello strato	Spessore dello strato	Indice di sorting
1	20	1,7
2	30	2,6
3	25	1,6
4	45	2,9
5	43	2,3
6	38	3,5
7	90-200	2,3

Tav. 5. — Tabella mostrante l'indice di sorting per ciascuno strato. Per l'individuazione dello strato riferirsi alla stratigrafia. Lo spessore è dato in centimetri.

incisione praticata dal torrente nelle sue stesse alluvioni, sulla riva destra e su quella sinistra compaiono termini stratigrafici non correlabili, segno che l'intero apparato alluvionale è stato costruito ad opera di una serie di distributari separantisi, all'apice della conoide, dall'asta principale del torrente. La mancanza assoluta di depositi da « stream » deve essere attribuita al fatto che la conoide, in virtù della sua costituzione, priva di depositi sottili del tipo « mudflow », è particolarmente porosa e permeabile, sì da formare, alla sua base ed

al contatto con i tufi piroclastici sottostanti, una serie di sorgenti di piccola entità; in tali condizioni, anche durante i periodi di pioggia, l'acqua percola rapidamente attraverso le alluvioni, lasciando il letto torrentizio in pratica sempre secco, tranne casi eccezionali.

In conclusione, in base ai risultati ottenuti dalle prove granulometriche, ed in base ad alcune osservazioni sulla disposizione dei letti conglomeratici, si può affermare che la deposizione dei materiali della conoide deve essersi svolta durante una fase climatica particolarmente umida, caratterizzata da frequenti piogge. È da notare, a questo punto, che anche i risultati delle misure di pendenza suggeriscono la stessa ipotesi.

Origine ed evoluzione della conoide.

Indubbiamente in tutte le forme di accumulo hanno un peso notevole gli agenti « preparatori », intendendo per essi gli effetti termoclastici e crioclastici che producono in misura più o meno sentita la disgregazione delle rocce e la formazione di notevoli masse detritiche, che gli agenti superficiali, siano essi costituiti dalle acque superficiali o soltanto dalla forza di gravità, depositano più a valle.

Nel caso del Rio Rava è lecito pensare che il fenomeno si sia esplicato prevalentemente durante una fase fredda della recente storia del Quaternario, quando la diminuzione generale della temperatura, favorita ed accentuata dalla posizione geografica dei luoghi e dalla esposizione, produsse una estensione del fenomeno glaciale alle vette appenniniche al di sopra dei 1700 metri (vette che certamente non mancano nella regione studiata: basti pensare ai monti del vicino Parco Nazionale d'Abruzzo). In tali condizioni la disgregazione ad opera degli agenti crioclastici dovette avere un'azione preponderante; l'acqua piovana, infiltratasi nelle fratture, che peraltro sono numerosissime nei monti calcarei del bacino imbrifero del Rio Rava, subì, in relazione col passaggio allo stato solido, un aumento di volume, provocando il distacco di grossi blocchi dalla roccia madre. Del resto è frequente, nel materasso alluvionale della conoide, la presenza di massi di alcuni metri cubi di volume, massi che indubbiamente non possono essere stati scalzati dalla forza viva del torrente dalla roccia compatta. Ritengo quindi pressocchè certo che quest'opera di disgregazione intensa delle rocce sia avvenuta in una fase glaciale; resta da stabilire durante quale delle glaciazioni quaternarie il fenomeno

si sia esplicato. Indubbiamente è determinante, a questo punto, il reperimento di selci paleolitiche di discreta fattura, scheggiate su due lati, nella parte bassa della serie alluvionale, e precisamente nello strato 2); industrie di questo genere non sono note durante glaciazioni precedenti a quella würmiana, tanto meno nell'Italia meridionale, ove anzi esse sono perloppiù in ritardo, nel tempo, rispetto a quelle dell'Europa centrale. In conclusione si può affermare che la preparazione del materiale detritico sia avvenuta, ad opera degli agenti crioclastici e termoclastici, durante il glaciale Würm.

Per quanto riguarda poi la deposizione dei detriti sotto forma di cono di deiezione, essa deve essere messa in relazione con la caduta dei prodotti piroclastici del Roccamonfina, che sono andati a costituire i tufi grigi e violetti affioranti sotto i conglomerati torrentizi. Infatti l'accumulo delle ceneri vulcaniche e delle scorie per uno spessore di parecchi metri, produsse un innalzamento del livello di base relativo, in conseguenza del quale la pendenza dell'alveo torrentizio del Rio Rava diminuì in maniera sensibile, facendo entrare in fase di deposito le acque del torrente. Che il fenomeno della deiezione sia avvenuto in conseguenza di una fase attiva, di tipo esplosivo, del Roccamonfina, è dimostrato da due particolari osservabili alla base della conoide: 1) il contatto tufi-conglomerati, quasi sempre orizzontale, si innalza verso valle, fatto che sta ad indicare che i tufi hanno letteralmente sbarrato il corso del torrente, nella fase immediatamente successiva alla loro deposizione; 2) questa osservazione è confermata dalla presenza, nei livelli più recenti, di strutture clino-stratificate e gradate di tipo deltizio, in cui gli elementi di maggiori dimensioni sono allineati alla base dello strato. Come è stato precedentemente detto, le strutture clino-stratificate indicano che il corso d'acqua dovette essere ostacolato, nella sua parte bassa, dai prodotti piroclastici, sino a formare minuscoli bacini lacustri, in cui si sono formate le strutture di cui sopra.

È possibile identificare con buona approssimazione il momento geologico durante il quale si sono svolti questi eventi. Fermo restando il fatto che la fase di disgregazione crioclastica sia avvenuta durante l'ultima glaciazione, è probabile che la fase di deiezione sia da attribuirsi al Würm 3; è noto infatti che il Würm 2 fu caratterizzato da un clima freddo ma secco (Charlesworth 1957). Il Wurm 3 fu al contrario un periodo di clima freddo ma particolarmente umido, e le prove sedimentologiche, come già ho ricordato, indicano appunto

che la fase di deiezione avvenne in un clima caratterizzato da abbondanti precipitazioni.

In effetti, però, la caduta dei prodotti piroclastici, ed il loro accumulo nella regione di Mignano Montelungo, portò ad una profonda modifica in tutta la rete idrografica superficiale, nel senso che, in rapporto al livello generale di base, costituito dal talweg del fiume Liri-Garigliano, la zona in esame subì un sollevamento indiretto, con la relativa modifica del profilo longitudinale dei corsi d'acqua, e con l'esigenza, da parte di essi, di entrare in fase erosiva in relazione all'aumento della pendenza. Di conseguenza i tufi furono erosi abbastanza rapidamente, data anche la loro limitata consistenza litica; insieme ai corsi d'acqua principali anche il Rio Rava entrò in fase di erosione, sino a scavare il proprio alveo nelle sue stesse alluvioni, fissando in meandri incassati le divagazioni torrentizie sulla superficie della conoide.

In tal modo si possono anche datare le eruzioni del Roccamonfina che portarono alla deposizione dei tufi grigi e violetti, eruzioni che risalgono al Würm 3.

Conclusione.

Si può concludere riepilogando schematicamente la storia della conoide del Rio Rava nel seguente modo.

1) Fase di intensa disgregazione termoclastica e crioclastica, ascrivibile al Würm;

2) Caduta dei prodotti piroclastici;

3) Fase di deiezione in relazione al sollevamento del livello di base del torrente, databile al Würm 3;

4) Fase di erosione del Rio Rava, in concomitanza con l'erosione, da parte della rete idrografica principale, dei tufi grigi e violetti, con formazione, nel corpo della conoide, di meandri incastrati.

RIASSUNTO

Si è studiata una conoide alluvionale nei pressi di Mignano Montelungo (Prov. Caserta). Le alluvioni della conoide giacciono sui tufi piroclastici del Roccamonfina; esse furono deposte a causa del sollevamento del livello di base in relazione alla caduta dei prodotti piroclastici. È stato possibile datare il momento geologico in cui il fenomeno è avvenuto; infatti sono state ritrovate nel materasso alluvionale

alcune selci lavorate dall'uomo del Paleolitico superiore. In tal modo la conoide viene attribuita al Würm, ed in particolare al Würm 3, come suggeriscono le prove di sorting, che indicano trasporto da parte di acque molto abbondanti, nonchè la presenza di un clima molto umido, come appunto è stato durante il Würm 3.

SUMMARY

I studied an alluvial fan not far from Mignano Montelungo (Caserta, Italy). Here alluvial materials stay on pyroclastic tuffs of Roccamonfina vulcano. I think that the fan was formed for the base level aggrading in relation with the deposition of the tuffs; then, as I found some higher paleolithic instruments in the material of the alluvial cone, I was able to date the fan and tuffs deposition back to the last glaciation: higher paleolithic is in south Italy contemporaneous with Würm. At least, I researched for the sorting index; it indicated that the materials had been carried by plentiful waters. So, as during the last glaciation, Würm 3° was damp period, I can attribute the formation of alluvial fan to this period.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, novembre 1966.

BIBLIOGRAFIA

Blissenbach E. *Geology of the Aubrey Valley, south of the Hualpai Indian Reservation, northwest Arizona.* Plateau, v. 24, n. 4, pgg. 119-127, 1952.

Blissenbach E. *Geology of alluvial fans in semiarid regions;* « Geol. Soc. Am. Bull. », v. 65, n. 2, pgg. 175-189, 1954.

Buwalda J. F. *Transportation of coarse material on alluvial fans* (*Abstract*). « Geol. Soc. Am. Bull. », v. 62, 1951.

Chamberlin e Salisbury *Geology, V. I.* New York, 1904.

Charlesworth J. K. *The quaternary era.* V. II, Edward Arnold LTD. London 1957.

Cotton A. C. *Landscape as developed by normal erosion processes.* Cambridge Univ. Presses.

Davis W. M. *Physical geography.* Boston, 1928.

Davis W. M. *Sheetflood and streamflood.* « Geol. Soc. Am. Bull. » v. 49, pgg. 1337-1416, 1938.

De Martonne E. *Traite de Géographie physique.* Armand Colin Ed. Paris, 1909.

Eckis R. *Alluvial fans in Cucamonga District, Southern California.* « Jour. Geol. », v. 36, pgg. 224-227, 1928.

Galdieri-Paolini *Il tufo campano di Vico Equense.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2, 15, n. 15, pg. 18. Napoli 1913.

Gortani M. *Compendio di Geologia.* vol. 2. Del Bianco editore Udine, 1960.

Gortani M. *Materiali per lo studio delle forme di accumulamento. Falde di detrito e coni di deiezione nella valle del Tagliamento.* « Mem. Geogr. », v. 6, n. 20, pgg. 339-430. Firenze 1912.

Lawson A. C. *The petrografic designation of alluvial fans formations.* « Univ. Cal. pub., Dept. Geology, Bull. » v. 7, pgg. 325-334, 1913.

Mc Gee W. J. *Sheetflood erosion.* « Geol. Soc. Am. Bull. » v. 8. pgg. 87-118, 1897.

Tongiorgi e Trevisan *Discussione sulla genesi e sulla cronologia dei terrazzi e delle pianure costiere in relazione alle variazioni climatiche.* « Atti Soc. Tosc. di Sc. nat. Mem. », vol. XLIX, Pisa, 1941.

Trask P. D. *Origin and environment of source sediments of petroleum.* « Gulf Pub. Co. », Houston, Texas, 323 pgg. 1932.

Trevisan L. *I terrazzi allo sbocco dei fiumi Brenta ed Astico nella pianura veneta.* « Atti Soc. Tosc. Sc. nat. », vol. L, n. 4. Pisa, 1941.

Trowbridge A. *Terrestrial deposits of Owens Valley.* « Jour. Geol. », n. 19, pgg. 707-747, 1911.

Twenhofel W. H. *Principes of sedimentation.* 2nd ed. New York, Mac Graw-Hill Book Co., pg. 673, 1950.



Foto 1. — La serie stratigrafica della conoide del Rio Rava. Si noti, all'altezza delle spalle della persona, il primo livello piroclastico, e, più sopra, il secondo, con a tetto lo strato giallo di tufi. In alto il mantello eluviale. Manca in questo caso l'ultimo strato, con caratteristiche strutture clino-stratificate.



Foto 2. — Strutture sedimentarie del tipo « cut-and-fill » nel conglomerato torrentizio sovrastante i tufi grigi. Le strutture si sono formate in seguito al riempimento, da parte del corso d'acqua stesso, dei piccoli canali divaganti nell'antico letto torrentizio.



Foto 3. — Clino-stratificazioni nelle alluvioni della conoide del Rio Rava. Si noti, alla base dello strato, l'allineamento di materiali di dimensioni maggiori.

I Brachiopodi Aaleniani di Monte Zari (Sardegna sudoccidentale) (*)

Nota della dott.ssa EMMA TADDEI RUGGIERO
Presentata dal socio ANGIOLA MARIA MACCAGNO

(Tornata del 25 novembre 1966)

Introduzione

Oggetto del presente lavoro è lo studio dei Brachiopodi del Dogger inferiore del Monte Zari, nel basso Sulcis (Sardegna sud-occidentale): F. n. 233 e n. 239-240, tavv. III SE e IV NE.

La zona è situata sulla costa orientale del golfo di Palmas. Il gruppo del Monte Zari (« Sarri » sulla carta) è un rilievo calcareo formato da quattro colline che prendono i nomi di: Guardia sa Perda (m. 107), Monte Margiani (m. 101), Monte Zari (m. 116), Punta Menga (m. 34). L'andamento N-S del rilievo è concordante con la direzione degli strati. I terreni più antichi affioranti sono probabilmente del Trias medio, cui seguono dolomie e calcari liassici (C. Maxia, 1961-62).

Il livello fossilifero da cui proviene la massima parte dei Brachiopodi qui illustrati è costituito principalmente da un calcare marnoso di colore giallastro o marrone rossastro, compatto e a frattura scheggiosa, in strati di 20-40 cm. Noduli di selce avana sono spesso evidenti nei banchi di calcare, allineati parallelamente ai piani di stratificazione. Ai Brachiopodi (che furono raccolti dai dottori G. Pecorini e B. Fontanarosa, e, successivamente, dalla scrivente in compagnia del dott. T. Cocozza), sono associati, oltre ad una scarsa microfauna, anche Belemniti, Pettinidi, Crinoidi e rare Ammoniti (1). Tutti gli esemplari di *Terebratula lamarmorae* Mgh.,

---

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

(1) Fontanarosa, B.: Rilevamento geologico del settore mesozoico M. Zari-Porto Pino nel Basso Sulcis (Sardegna Sud-Occidentale). Tesi di laurea inedita, Università di Pavia, 1962-63.

e solo essi, provengono invece dall'isola di S. Antioco (C. Maxia 1962-63) che si trova di fronte a M. Zari.

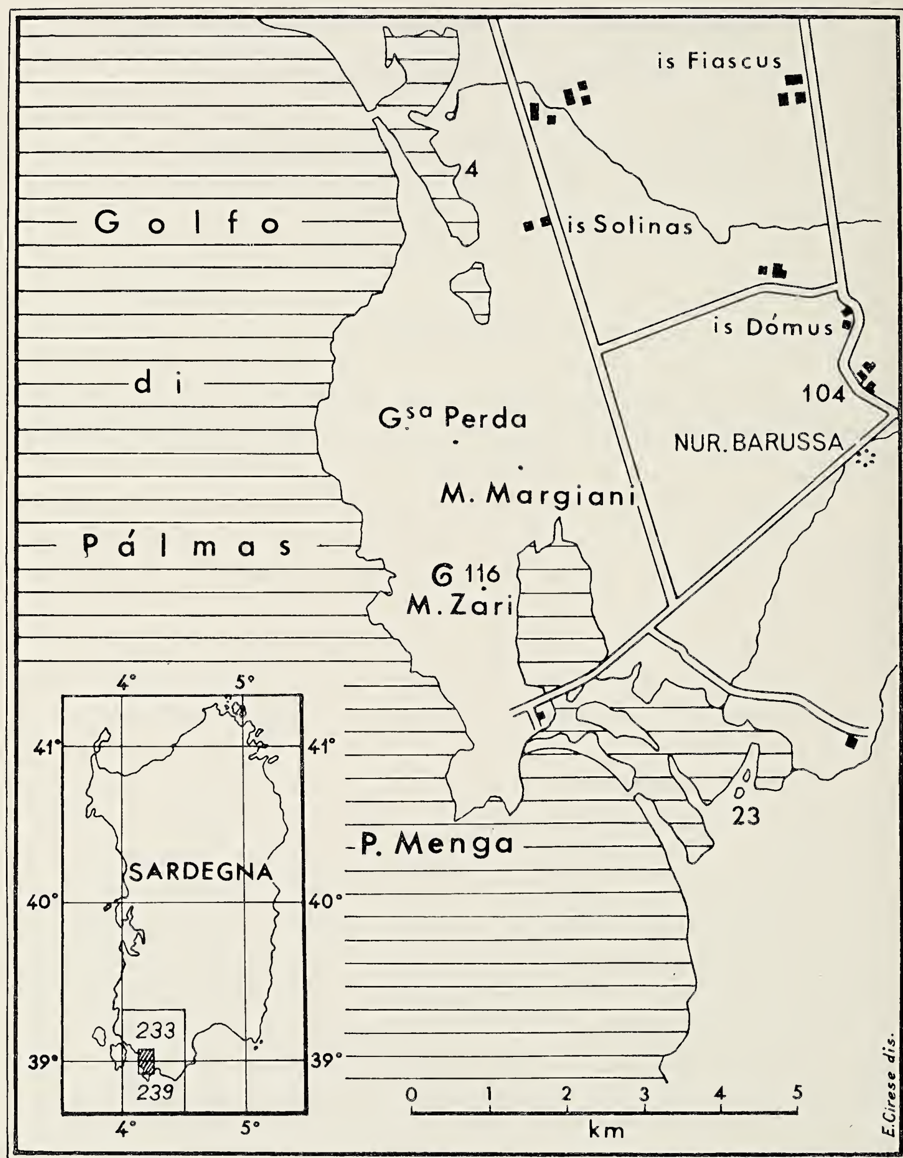


Fig. 1. — Località di rinvenimento dei fossili: Monte Zari, Sardegna Sud-Occidentale.

La fauna studiata appartiene alle collezioni dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Cagliari, della cui collaborazione mi sono avvalsa per la esecuzione del presente lavoro.

Ringraziamenti

Ringrazio il Professore Maxia Direttore dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Cagliari per il suo aiuto ed il suo incoraggiamento; la Professoressa Maccagno Direttrice dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli per i suoi preziosi consigli; gli assistenti dell'Istituto di Geologia dell'Università di Cagliari per l'aiuto datomi nella raccolta dei fossili.

Studi precedenti

I primi studi sui Brachiopodi mesozoici della Sardegna sono quelli di Meneghini (1857) nei quali viene descritto il materiale raccolto da Lamarmora. Meneghini divide i terreni mesozoici della Sardegna in due gruppi: quelli occidentali, comprendenti un livello inferiore (M. Zari, Alghero) ed un livello superiore (M. Timilone, M. Aivaru, S. Giorgio, Piscina del soldato) e quelli orientali (Perdaliana, Tacchi), comprendenti un solo livello.

Le specie determinate dal Meneghini sono:

	Gruppo occidentale		Gruppo orientale
	livello inf.	livello sup.	
Terebratula ornithocephala (Sow.)	X	X	
» *lamarmorae* Mgh.			X
» *sardoa* Mgh.			X
» *ovoides* Sow.			X
Lobothyris punctata (Sow.)		X	
Pseudoglossothyris simplex (Buck.)		X	
Tetrarhynchia tetrahedra (Sow.)		X	
» » *buchi* Mgh.		X	
Rhynchonella concinna D'Orb.		X	
» *subobsoleta* Dav.			X

Il gruppo occidentale venne considerato Oolite inferiore e il gruppo orientale Oolite medio e superiore.

Nel 1894 Fucini, in una nota preventiva, aggiunge all'elenco del M. Timilone (gruppo occidentale, piano superiore):
Terebratula timilonensis Fuc.
Terebratula lamarmorae Mgh.
l'età è oxfordiana.

Nel 1899 lo stesso Fucini afferma che *Lobothyris punctata* Sow. di Meneghini = *Zeilleria ippolitae* Di Stef. e che *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.) di Meneghini = *Rhynchonella erycina* Di Stef.

Nel 1903 Dainelli attribuisce al Batoniano i terreni della Perdaliana.

Nel 1905 Deninger aggiunge all'elenco dei fossili della Nurra (M. Timilone-M. Alvaro) *Terebratula* cfr. *fleischeri* Opp. e *Rhynchonella pallas* Chap. e Dew.

Nel 1911 Fucini, in un lavoro su Laconi (Sarcidano), considera *Rhynchonella subobsoleta* Dav. di Meneghini = *Rhynchonella concinna* D'Orb. e ne conferma l'età batoniana.

Per quanto riguarda il M. Zari l'unico Brachiopodo citato (Meneghini 1857) era *Zeilleria ornithocephala* Sow. mentre per la parte settentrionale della zona occidentale sarda (M. Timilone) ricordo:

Zeilleria ornithocephala Sow.
Terebratula timilonensis Fuc.
» cfr. *fleischeri* Opp.
» *lamarmorae* Mgh.
Lobothyris punctata (Sow.)
Pseudoglossothyris simplex (Buck.)
Tetrarhynchia tetrahedra (Sow.)
» » *buchi* (Mgh.)
Rhynchonella concinna (D'Orb.)
Rhynchonella pallas Chap. e Dew.
secondo Meneghini nella zona orientale (Perdaliana etc.) vi sono:
Terebratula lamarmorae Mgh.
» *sardoa* Mgh.
» *ovoides* Sow.
Rhynchonella subobsoleta (Dav.).

In epoca più recente Oosterbaan (1936) ha elencato per la Nurra i seguenti Brachiopodi giuresi:

Terebratula linneana D'Orb.
» *maxillata* Sow.
» *omalogaster* Ziet.
» *phillipsia* Morr.
Rhynchonella decorata D'Orb.
» cfr. *morierei* Dav.
» *obsoleta* Sow.
» *spatica* Vinassa
» *tetrahedra* Sow.

P. Dorn (1940) per l'Ogliastra (Sardegna orientale) cita i seguenti Brachiopodi, anch'essi del Giurese:

Rhynchonella audreai Haas
» *obsoleta* Sow.
» cfr. *triplicosa* Qu.
» *varians* Qu.

Composizione della fauna e metodi di studio

I Brachiopodi studiati sono riferibili a 10 specie (vedi tab. 1):

Terebratulidae: *Terebratula lamarmorae* Mgh.
» cfr. *ornithocephala* Sow.
» *ovoides* Sow.
Lobothyris punctata (Sow.)
Pseudoglossothyris simplex (Buck.)
Zeilleridae: *Zeilleria ippolitae* (Di Stef.)
Zeilleria daedalica (Di Stef.)
Rhynchonellidae: *Stolmorhynchia clesiana* (Leps.)
» *vigilii* (Leps.)
Tetrarhynchia tetrahedra (Sow.)

È stato possibile applicare i moderni metodi di studio per la osservazione dei caratteri interni mediante sezioni seriate alle specie più abbondantemente rappresentate ed in migliore stato di conservazione e cioè a *Lobothyris punctata, Pseudoglossothyris simplex, Terebratula lamarmorae* e *Stolmorhynchia vigilii.*

Le sezioni seriate sono state effettuate perpendicolarmente alla lunghezza delle valve; le strutture interne sono state messe in evidenza mediante *peels* che sono stati successivamente fotografati; dalle fotografie sono stati tratti i disegni delle figure in testo.

TABELLA 1.

Distribuzione areale e stratigrafia delle specie presenti a Monte Zari.

BRACHIOPODI DI MONTE ZARI	LIAS	DOGGER																
		Aaleniano											Bajociano Dogger inf. Auct.			Batoniano		
	Europa	M.te Foraporta	M.te Peller	Capo San Vigilio	M.te Grappa	M.te Bulgheria	Rossano	M.te San. Giuliano	M.te Camicia	M.te Pastello	Montenegro	Rovereto	Germania	Inghilterra	Sardegna occ.	Sardegna occ.	Sardegna or.	Sicilia
Terebratula lamarmorae MGH.																	O	
Terebratula cfr. ornithocephala SOW.															O	O		
Terebratula ovoides SOW.														O			O	
Lobothyris punctata (SOW.)	O															O		
Pseudoglossothyris simplex (BUCK.)														O		O		O
Zeilleria daedalica (DI STEF.)							O	O										
Zeilleria ippolitae (DI STEF.)		O	O	O			O	O			O							
Stolmorhynchia clesiana (LEPS.)			O	O	O	O			O	O	O	O						
Stolmorhynchia vigilii (LEPS.)			O	O		O	O		O									
Tetrarhynchia tetraedra (SOW.)	O							O					O	O		O		

Conclusioni

I terreni di M. Zari sono stati datati dagli Autori in base al ritrovamento di Lamellibranchi e di un Brachiopodo (*T. ornithocephala*) come appartenenti al Dogger inferiore.

Lo studio di questa fauna conferma tale determinazione e mi ha, anzi, permesso di attribuire le formazioni di M. Zari più precisamente all'Aaleniano (zona a *Leioceras opalinum* e *Ludwigia murchisonae*).

Due delle specie presenti, e cioè *Lobothyris punctata* (Sow.) e *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.), si trovano dal Lias inf. al Dogger sup.; le altre sono tutte del Dogger: *Terebratula ovoides* Sow. e *Pseudoglossothyris simplex* (Buck.) sono state trovate dagli Autori nel Dogger inf. (senza specificazione se Aaleniano o Bajociano) e nel Dogger sup.; *Terebratula lamarmorae* Mgh. solo nel Dogger sup. della Sardegna.

Le altre, e cioè *Zeilleria daedalica* (Di Stef.), *Zeilleria ippolitae* (Di Stef.), *Stolmorhynchia clesiana* (Leps.) e *S. vigilii* (Leps.) sono diffusissime nell'Aaleniano d'Italia.

La fauna comprende forme già rinvenute in Sardegna: *Terebratula ornithocephala* nel Dogger inferiore, *T. ovoides*, *T. lamarmorae*, *T. ornithocephala*, *Lobothyris punctata*, *Pseudoglossothyris simplex* e *Tetrarhynchia tetrahedra* nel Dogger superiore.

Come appare dalla tabella 1 la fauna a Brachiopodi di M. Zari ha affinità con quelle Aaleniane di:

Rossano Calabro	3	specie	in comune
M. Foraporta (Lucania)	1	»	»
M. S. Giuliano (Sicilia)	3	»	»
M. Peller (Trentino)	3	»	»
Capo S. Vigilio (Garda)	3	»	»
Monte Grappa (Veneto)	1	»	»
M. Bulgheria (Salerno)	1	»	»
Rovereto (Trentino)	1	»	»
M. Camicia (Gran Sasso)	2	»	»
Montenegro	2	»	»
Sardegna occidentale	1	»	»

con quelle del Dogger inferiore (Aaleniano-Bajociano) di:

Inghilterra	3 specie in comune
Germania	1 » »
con quelle del Batoniano di:	
M. Inici (Sicilia)	1 specie in comune
Sardegna occidentale	5 » »
Sardegna orientale	2 » »

Le forme di Monte Zari, segnalate qui per la prima volta, contribuiscono a meglio chiarire le affinità tra le faune sarde a Brachiopodi del Dogger inferiore e di quello superiore; infatti la presenza di quattro specie esclusive dell'Aaleniano e molto diffuse nella penisola italiana permette di attribuire a questo piano la fauna studiata.

Descrizione sistematica

Per quanto riguarda la classificazione mi sono attenuta a quella di Williams A. e Altri in Moore « *Treatise on Invertebrate Paleontology* », 1965.

Tipo BRACHIOPODA
Cl. ARTICULATA
Ord. TEREBRATULIDA
Fam. TEREBRATULIDAE
Gen. Terebratula Müller 1778

Terebratula lamarmorae Meneghini

(Tav. I, fig. 3-4 *a*, *b*, *c*)

Terebratula lamarmorae Meneghini 1857, p. 266, tav. E, fig. 19 a, b.
» » Fucini 1894, p. 3.

Caratteri esterni. — Conchiglia di medie dimensioni; il contorno, che negli stadi giovanili è subtriangolare, tende a diventare ovale negli stadi adulti. Negli stadi adulti la grande valva ha un seno ornato da una costa mediana la quale inizia da metà conchiglia; la piccola valva ha due coste ottuse che limitano un solco mediano; solchi e coste sono quasi assenti negli esemplari giovani. L'umbone è grosso, ricurvo, troncato da un grande *foramen* rotondo. Il deltidio è interamente nascosto. Il guscio è finemente e fittamente punteggiato. La specie è stata trovata da Meneghini solo in modelli interni

con qualche frammento di guscio; quelli da me studiati sono invece completi.

Caratteri interni. — Processo cardinale bilobato; è presente la cavità umbonale della valva brachiale, che è piuttosto grande; piastra cardinale concava ventralmente, fusa con i margini interni delle

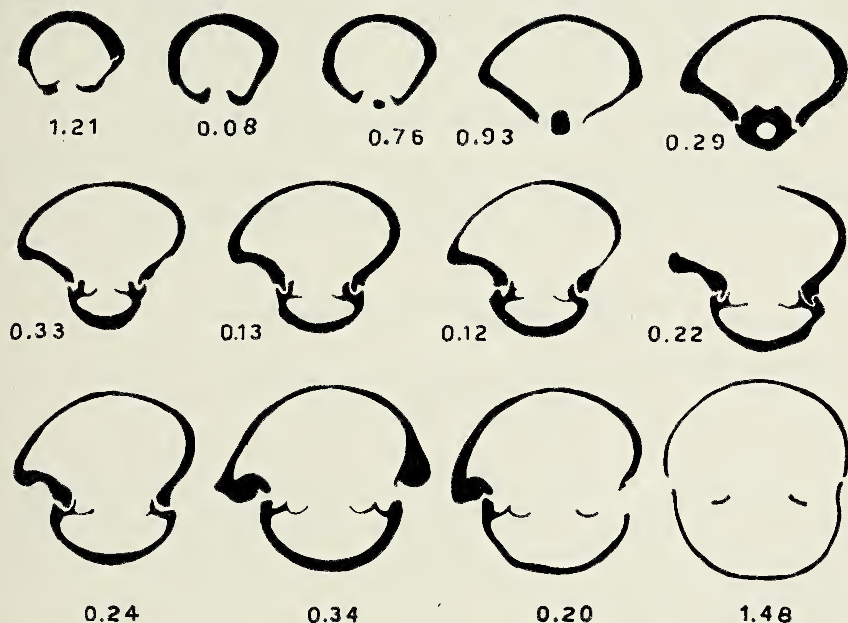


Fig. 2. — 13 sezioni successive di *Terebratula lamarmorae* Mgh. esemplare di S. Antioco. X 2. Le distanze parziali sono espresse in mm.

fossette; basi crurali ricurve ventralmente; dente linguiforme; *denticula* presenti, ma poco pronunziati; non sono visibili le impronte muscolari.

Il brachidio è particolarmente lungo, raggiungendo 1/2 della lunghezza della piccola valva; in alcune sezioni, che non è stato possibile disegnare, appariva molto spatizzato e occupava quasi tutta la cavità delle valve con le sue branche ascendenti e discendenti.

Dimensioni in mm.

Lunghezza	19,0	18,6	17,2	16,4	16,0	11,9
Larghezza	14,8	15,8	12,8	14,6	13,2	12,0
Spessore	11,8	10,3	8,7	8,2	10,2	6,8

Confronti. — Dallo studio delle sezioni seriate *T. lamarmorae* appare molto vicina al genere *Tubithyris* Buckman per la forma esterna della conchiglia, per la lunghezza notevole del brachidio, per il processo cardinale bilobato, per la presenza della cavità umbonale della valva brachiale e per la forma della piastra cardinale concava ventralmente; non possedendo però abbondante materiale di studio, esito per il momento ad attribuirla decisamente a questo genere.

Provenienza. — Isola di S. Antioco (8 esemplari).

Età e distribuzione. — La specie è stata rinvenuta nel Batoniano della Perdaliana e del M. Timilone (Sardegna).

Terebratula ornithocephala Soverby

Terebratula ornithocephala Sowerby 1812, vol. 1, p. 227, tav. 101, figg. 2-4.
» » Davidson 1853, p. 40, tav. 7, figg. 6. 13, 23.
» » Meneghini 1857, p. 225.

Descrizione. — Conchiglia ovale con le due valve ugualmente convesse. L'umbone è molto grande, forte, ricurvo, senza spigoli laterali. Il cattivo stato di conservazione non permette una determinazione più precisa.

Dimensioni in mm.

Lunghezza	34,2
Larghezza	22,5
Spessore	21,5

Provenienza. — M. Zari (1 esemplare).

Età e distribuzione. — Dogger inf. e sup. della Sardegna occidentale (M. Zari, M. Timilone).

Terebratula ovoides Sowerby

(Tav. I, fig. 5 *a*, *b*, *c*).

Terebratula ovoides Sowerby 1812, p. 227, tav. 100.
» » Davidson 1853, p. 48, tav. 8, figg. 4-9.
» » Meneghini 1857, p. 278.

Descrizione. — Conchiglia con valve ugualmente convesse, a contorno ovale; l'umbone è grande e ricurvo con carene laterali arrotondate; il *foramen* è grande, la commessura è dritta, la superficie ornata da strie di accrescimento.

Dimensioni in mm.

Lunghezza	35,0	30,0	29,1
Larghezza	26,5	23,7	21.5
Spessore	17,4	12,2	14,2

Provenienza. — M. Zari (3 esemplari).

Età e distribuzione. — Oolite inf. dell'Inghilterra; Batoniano della Sardegna orientale (Perdaliana).

Gen. Lobothyris Buckman 1917

Lobothyris punctata (Sowerby)

(Tav. II, fig. I *a*, *b*).

Terebratula punctata Sowerby 1812, p. 46, tav. 15, fig. 4.
» » Davidson 1851, p. 45, tav. 6, figg. 1-6.
Lobothyris » Buckman S. S. 1917, p. 107, tav. 20, fig. 7.

Caratteri esterni. — Guscio dal contorno ovale; valve uniformemente ed ugualmente convesse; l'umbone è grosso, ricurvo, munito di carene laterali; *foramen* non molto grande; deltidio non osservabile; commessura rettilinea; guscio ornato da strie di accrescimento più rilevate alla fronte.

Caratteri interni. — Processo cardinale grande, trilobato; non è presente la cavità umbonale della valva brachiale; piastra cardinale concava, fusa con i margini interni delle fossette; basi crurali nettamente ricurve ventralmente; la lunghezza del brachidio è circa 1/3 della lunghezza della valva brachiale; dente linguiforme profondamente inserito nella fossetta; *denticula* ben evidenti e inseriti anch'essi bene nel margine esterno della fossetta.

Dimensioni in mm.

Lunghezza	34,9	34,3	34,0	32,2	26,8	23,8
Larghezza	25,0	27,5	27,0	22,1	21,4	19,4
Spessore	18,8	16,4	17,5	18,6	13,1	11,9

Confronti. — Questa forma corrisponde bene per quanto riguarda sia i caratteri esterni che quelli interni alle descrizioni degli Autori, soprattutto di Muir-Wood 1934.

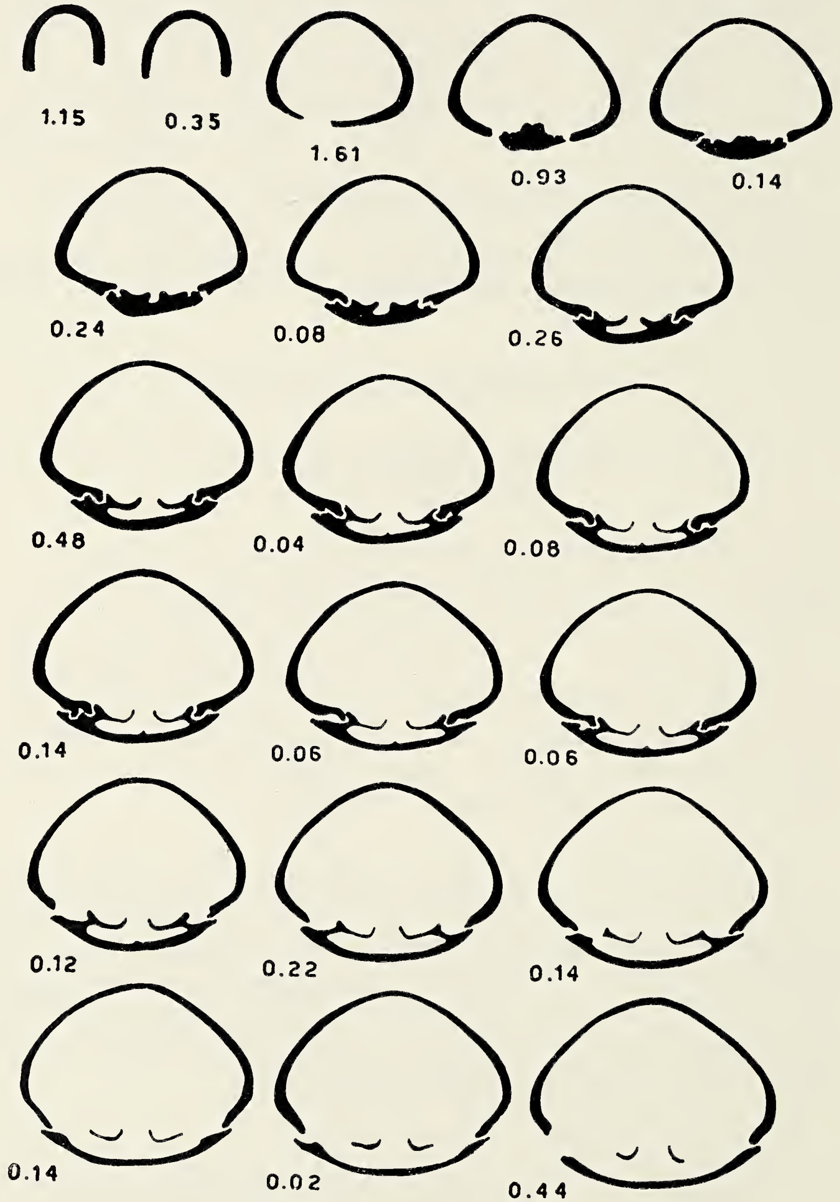


Fig. 3

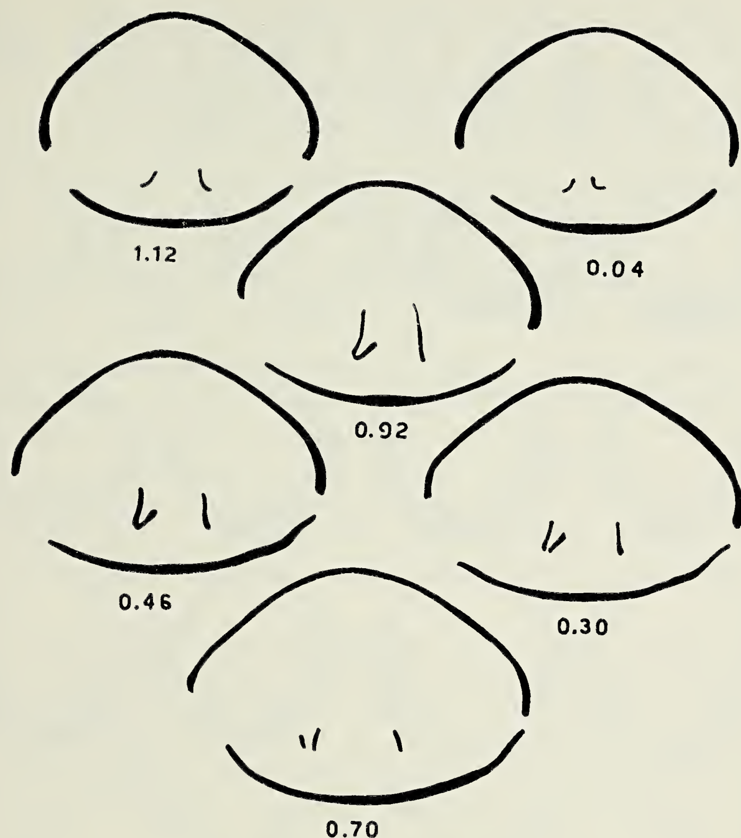


Fig. 4.

Fig. 3-4. — 26 sezioni successive di *Lobothyris punctata* (Sow.) esemplare di M. Zari. X 2. Le distanze parziali sono espresse in mm.

Provenienza. — M. Zari (9 esemplari).

Età e distribuzione. — Lias inf. di Sicilia, Rossano Calabro, Appennino centrale, M. Albenza, Alpi Valdesi; Lias inferiore e medio di Saltrio e Arzo, Alpi di Vaud, Bacino del Rodano; Lias inferiore, medio e superiore dell'Europa centrale; Dogger medio-superiore del M. Timilone (Sardegna).

Gen. Pseudoglossothyris Buckman 1917

Pseudoglossothyris simplex (Buckman J.)

(Tav. I, fig. 1 *a*, *b*, *c* e fig. 2 *a*, *b*, *c*).

Terebratula simplex Buckman J. 1845, tav. 7, fig. 5.
» » Meneghini 1857, p. 238.
» » Davidson 1853, p. 48, tav. 8, figg. 1-3.
» » Dainelli 1903, p. 268.
Pseudoglossothyris simplex Buckman S. S. 1917, p. 98.

Caratteri esterni. — Conchiglia fortemente inequivalve; la grande valva è molto più convessa della piccola e nella parte mediana presenta un rigonfiamento longitudinale. La piccola valva ha la maggiore convessità subito sotto l'umbone; l'apice è arrotondato, molto ricurvo, troncato da un *foramen* piuttosto grande; il guscio è ornato da strie di accrescimento che diventano più forti in prossimità delle commessure; queste ultime sono quasi dritte.

Caratteri interni. — Processo cardinale grande, bilobato; non è presente la cavità umbonale della valva brachiale; piastra cardinale concava ventralmente, fusa con i margini interni delle fossette; basi crurali nettamente ricurve ventralmente; la lunghezza del brachidio è circa 1/3 della lunghezza della valva brachiale; dente a forma di spatola; *denticula* ben evidenti; impronte dei muscoli adduttori della valva brachiale molto evidenti.

Dimensioni in mm.

Lunghezza	31,0	29,0	27,8	27,5	27,0	23,2
Larghezza	24,8	24,4	23,2	23,0	23,5	20,1
Spessore	17,1	14,2	14,0	13,0	12,7	10,5

Confronti. — La specie da me studiata corrisponde bene alla descrizione degli Autori.

Provenienza. — Guardia sa Perda (3 esemplari); M. Zari (8 esemplari).

Età e distribuzione. — È stata trovata nel *Pea grit* dell'Oolite inferiore dell'Inghilterra, a M. Inici (Trapani) e nella Nurra (Sardegna).

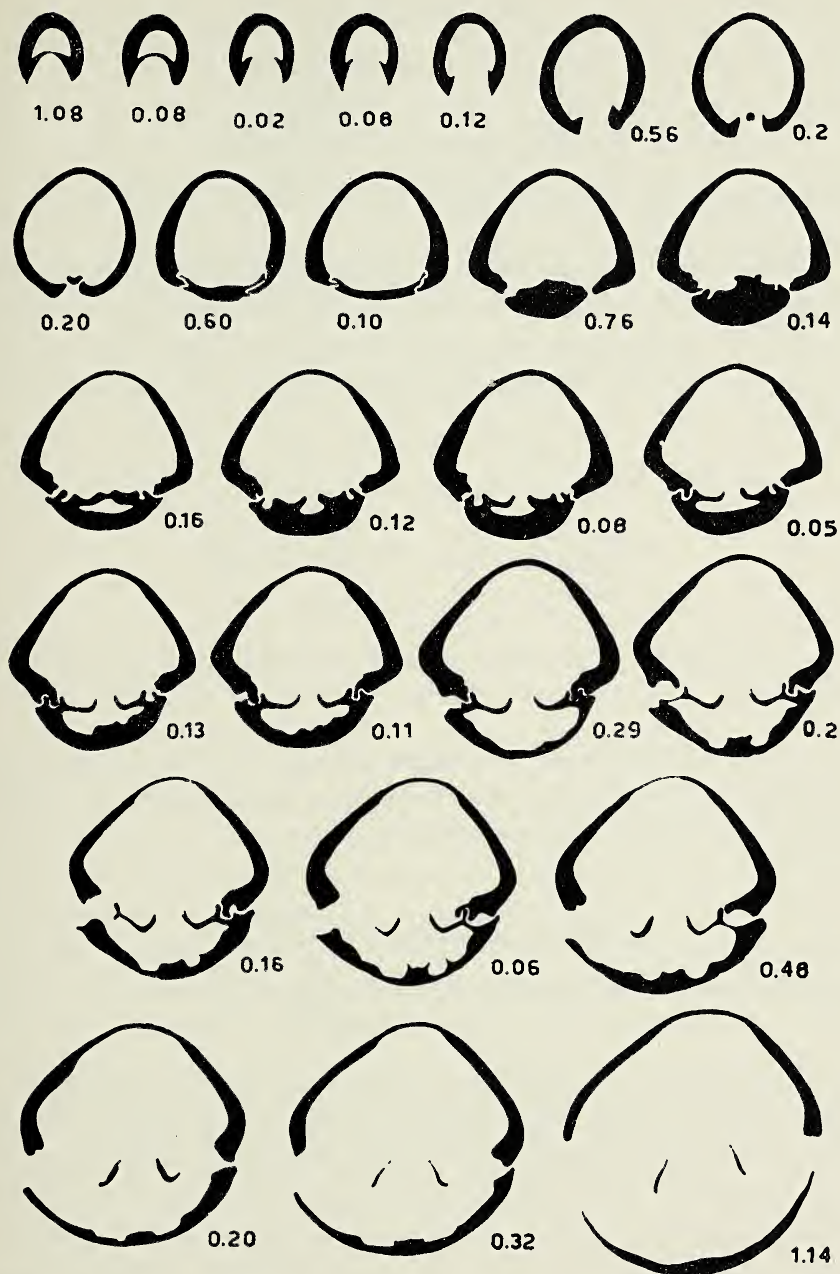


Fig. 5. — 26 sezioni successive di *Pseudoglossothyris simplex* (BUCK.) esemplare di M. Zari. X 2. Le distanze parziali sono espresse in mm.

Fam. ZEILLERIDAE

Gen. ZEILLERIA Bayle 1878

Zeilleria ippolitae (Di Stefano)

Waldheimia ippolitae DI STEFANO 1884, p. 738, tav. 15, figg. 12, 13.

Descrizione. — Conchiglia di piccole dimensioni, di forma lenticolare. Le valve sono uniformemente convesse; quella peduncolare lo è più di quella brachiale; umbone piuttosto largo, basso e poco curvo; le placche deltidiali non sono visibili; la commessura è dritta.

Dimensioni in mm.

Lunghezza	20,9	12,5
Larghezza	18,0	11,6
Spessore	10,2	5,8

Provenienza. — Guardia sa Perda (1 esemplare); M. Zari (1 esemplare).

Età e distribuzione. — Dogger inferiore del M. S. Giuliano (Sicilia), Rossano Calabro, M. Foraporta (Lucania), Capo S. Vigilio (Garda), M. Peller (Trentino), Montenegro.

Zeilleria daedalica (Di Stefano)

Aulacothyris daedalica DI STEFANO 1884, p. 741, tav. 15, figg. 14-15.
Zeilleria daedalica GRECO 1898, p. 106, tav. 8, fig. 25.

Descrizione. — Conchiglia di medie dimensioni; la grande valva ha un lobo che inizia dall'umbone e svanisce alla fronte; la piccola valva molto meno convessa ha un solco che inizia debole e stretto sotto l'umbone e che si allarga approfondendosi verso la fronte. Lo spessore massimo si trova nella parte posteriore della conchiglia. L'umbone è alto, ricurvo ed ha un piccolo foramen. La commessura è ondulata sia ai lati che alla fronte. Il guscio è ornato da strie di accrescimento che sono particolarmente evidenti nella piccola valva.

Dimensioni in mm.

Lunghezza	23,2
Larghezza	17,4
Spessore	12,7

Provenienza. — M. Zari (2 esemplari).

Età e distribuzione. — Zona a *Leioceras opalinum* di Rossano Calabro e del M. S. Giuliano (Sicilia).

Ord. RHYNCHONELLIDA

Fam. RHYNCHONELLIDAE

Gen. Stolmorhynchia Buckman S. S. 1917

Stolmorhynchia vigilii (Lepsius)

(Tav. II, fig. 3 *a, b, c*).

Rhynchonella vigilii Lepsius 1878, p. 368, tav. 7, figg. 8-10.
Stolmorhynchia vigilii Buckman S. S. 1917, p. 46.

Caratteri esterni. — Conchiglia a contorno subpentagonale. Il seno della grande valva e il lobo della piccola sono entrambi ben evidenti. Le coste ornano la conchiglia solo nella parte frontale, mentre l'apice è liscio; le coste sono forti in numero di 8-10 su ciascuna valva: di queste 2 o 3 sono nel seno o, rispettivamente, nel lobo. L'umbone è piccolo, corto, suberetto; il *foramen* mesotiride. La commessura delle valve è leggermente ondulata ai lati, mentre alla fronte assume un andamento a zig-zag.

Caratteri interni. — Setto dorsale assente; lamelle dentali subdivergenti; *denticula* ben evidenti ma non molto grossi; alveoli dentali non seghettati; la cavità umbonale della piccola valva è piuttosto grande.

Dimensioni in mm.

Lunghezza	15,9	15,4	15,2	15,0	15,0	14,5	14,3	13,3
Larghezza	14,6	16,2	16,0	16,1	15,9	14,1	15,0	14,1
Spessore	9,3	8,7	9,2	8,7	7,3	9,0	8,6	8,1

Confronti. — Gli esemplari da me studiati corrispondono bene alla descrizione e alle figure che gli Autori dànno di questa specie. Non è presente in questa fauna la *Rhynchonella erycina* Di Stef. che è stata da Greco (1895) considerata una varietà di *St. vigilii* e che è stata rinvenuta in Sardegna (Fucini 1892). Tutti i miei esemplari differiscono dalla *Rh. erycina* perché hanno una conchiglia simmetrica e un minor numero di coste, che iniziano solo in prossimità della fronte e non dall'apice.

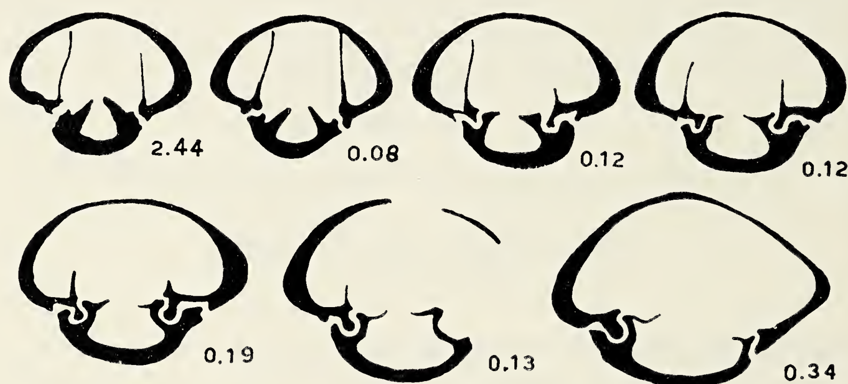


Fig. 6. — 7 sezioni successive di *Stolmorhynchia vigilii* (Leps.) esemplare di Guardia Sa Perda. X 2. Le distanze parziali sono espresse in mm.

Provenienza. — Guardia sa Perda (10 esemplari).

Età e distribuzione. — Questa specie si trova spesso assieme a *St. clesiana* nell'Aaleniano (zona a *Leioceras opalinum*) di Capo S. Vigilio (Garda), Monte Peller (Alto Adige), Monte Camicia (Gran Sasso), Monte Bulgheria (Salerno) e Rossano Calabro.

Stolmorhynchia clesiana (Lepsius)

(Tav. II, fig. 2 *a*, *b*, *c*).

Rhynchonella clesiana Lepsius 1878, p. 368, tav. 7, figg. 5-7.
Stolmorhynchia clesiana Buckman S. S. 1917, p. 46.

Descrizione. — Conchiglia a contorno subcircolare; le 7 o 8 coste che ornano la conchiglia iniziano circa a metà valva. La parte posteriore della conchiglia è sempre liscia e ornata solo da strie

di accrescimento. La fronte è tipicamente asimmetrica in quanto che la metà destra di essa è spostata verso l'alto rispetto a quella sinistra. L'umbone è piccolo, corto, suberetto, con spigoli che racchiudono un'area ben definita. *Foramen* mesotiride.

Dimensioni in mm.

Lunghezza	15,0	14,4	12,8	12,0
Larghezza	15,5	14,2	12,6	13,0
Spessore	8,7	6,8?	7,8	6,4

Provenienza. — Guardia Sa Perda (4 esemplari).

Età e distribuzione. — Aaleniano (zona a *Leioceras opalinum*) di M. Peller (Alto Adige), Capo S. Vigilio (Garda), M. Grappa (Veneto), Rovereto (Trentino), M. Pastello (Friuli), M. Camicia (Gran Sasso), M. Bulgheria (Salerno) e Montenegro.

Gen. Tetrarhynchia Buckman S.

Tetrarhynchia tetrahedra (Sowerby)

(Tav. II, fig. 4 *a*, *b*, *c*).

Terebratula tetrahedra Sowerby 1818, p. 191, tav. 83, fig. 5.
Rhynchonella tetrahedra Davidson 1851, p. 93, tav. 18, figg. 5-9.
» » Meneghini 1854, p. 239.
Tetrarhynchia » Buckman S. S. 1917, p. 41, tav. 13, fig. 4.

Descrizione. — Conchiglia molto inequivalve; valva brachiale gibbosa; valva peduncolare molto meno convessa dell'altra. La grande valva ha un largo seno ornato da 7 coste, il quale si inflette molto verso la piccola valva, formando una fronte molto alta. La piccola valva ha un lobo molto prominente ornato da 6 coste. Nella parte laterale della conchiglia vi sono 5 o 6 coste da ciascun lato. L'umbone è basso, molto ricurvo e ripiegato sulla piccola valva. Il *foramen* è molto piccolo.

Confronti. — Gli esemplari da me studiati corrispondono bene alla descrizione e alle figure degli Autori. Differiscono dalla *Rhynchonella erycina* Di Stef. per il maggior numero di coste, per la perfetta simmetria della conchiglia e per la forma molto più slargata, con delle forti espansioni alari laterali.

Dimensioni in mm.

Lunghezza	22,4	18,7
Larghezza	24,0	20,0
Spessore	17,7	16,5

Provenienza. — Guardia sa Perda (2 esemplari); Monte Zari (1 esemplare).

Età e distribuzione. — Lias inferiore di Rossano Calabro, di Saltrio e Arzo; Lias medio del M. S. Giuliano (Sicilia); Lias medio superiore e Dogger della Germania e dell'Inghilterra; Dogger superiore della Nurra (Sardegna nordoccidentale).

Istituto di Paleontologia dell'Università.

RIASSUNTO

Oggetto del presente lavoro è lo studio di una fauna a Brachiopodi di Monte Zari (Sardegna sud-occidentale).

Si descrivono 10 specie delle quali 9 sono nuove per la zona e 4 nuove per la Sardegna. Si illustrano i caratteri interni della conchiglia di 4 specie mediante sezioni seriate.

Lo studio della fauna permette di attribuire all'Aaleniano i terreni di questa zona per la presenza di 4 specie esclusive di tale piano.

SUMMARY

Subject of the present work is the study of a Brachiopod fauna of Monte Zari (South-West Sardinia).

Ten species are described. Nine were unknown in this area and four were unknown in Sardinia. The internal characters of the shell of four species are illustrated by means of serial sections.

The faunal assemblage allows to ascribe the sediments of this area to the Aalenian age on the basis of the four species exclusive of this age.

OPERE CONSULTATE

1) Ager, D. V., 1957, The true Rhynchonella: Paleontology, vol. 1, pp. 15, tavv. 2, figg. 4, Londra.

2) —, 1959, The classification of the mesozoic Rhynchonelloidea: Paleont., vol. 33, pp. 324-332, tav. 49, figg. 4, Oklahoma.

3) Arkell, W. J., 1956, Jurassic Geology of the World: pp. 806, tavv. 46, figg. 102, Edimburgo-Londra.
4) Botto Micca, L., 1893, Fossili degli strati a *Lioceras opalinum* Rein. e *Ludwigia murchisonae* Sow. della Croce di Valpore (M. Grappa), provincia di Treviso: Boll. Soc. Geol. It., vol. 12, pp. 143-194, tav. 1, Roma.
5) Buckman, S. S., 1917, The Brachiopoda of the Namyau Beds, Northern Shan States, Burma: Paleont. Indica, new series, vol. 3, pp. 254, tavv. 21, Calcutta.
6) Comaschi Caria, I., 1942, I Brachiopodi fossili della Sardegna: Rend. Sem. Fac. Sc., vol. 12, pp. 105-122, Cagliari.
7) —, 1949, I Fossili della Sardegna: Ist. Studi Sardi Univ., pp. I-XXVII, 1-409, Cagliari.
8) Dainelli, G., 1903, Fossili Batoniani della Sardegna (Tacco di Seui e Perdaliana): Boll. Soc. Geol. It., vol. 22, n. 2, pp. 253-347, tav. 2, Roma.
9) Dal Piaz, G., 1912, Sulla fauna batoniana del Monte Pastello nel Veronese (Studio stratigrafico e paleontologico): Mem. Ist. Geol. R. Univ., vol. 1, pp. 215-266, tavv. 2, Padova.
10) Davidson, Th., 1876, British oolitic and liassic Brachiopoda: Palaeontogr. Soc., vol. 4, pp. 64, tav. 1-13, Londra.
11) — , 1876, Supplement to the fossil Brachiopoda. Jurassic and Triassic: Palaeontogr. Soc., vol. 30, pp. 73-144, tavv. 8, Londra.
12) — , 1878, Fossil Brachiopoda Supplement; part. II, n. 2, Jurassic and Triassic: Palaeontogr. Soc., vol. 32, pp. 145-241, tav. 17-29, Londra.
13) Deninger, K., 1905, Die Jura und Kreidebildungen in Nord und Ostsardinien in Tornquist, Beitrag; sunto: Boll. Com. Geol. It., p. 37, 1906, Roma.
14) — , 1907, Die Mesozoischen Formationen auf Sardinien: N. Jahrb. Min. Geol. Paläont., Beil. Bd. 23, pp. 435-473, Stoccarda.
15) Di Stefano, G., 1884, Ueber die Brachiopoden des Unteroolithes von Monte San Giuliano bei Trapani (Sicilia): Jahrb. d. k. k. geol. R.A., vol. 34, pp. 729-742, tav. 14-15, Vienna.
16) Dorn, P., 1940, Zur Geologie der Ogliastra (Ostsardinien) insbesondere ihres Jura: N. Jahrb. Min., Geol., Paläont., Beil. Bd. 84, Abt. B, pp. 303-329, tav. 2.
17) Ferrari, A., 1962, Brachiopodi giurassici dei dintorni di Rovereto (Trentino): Giorn. Geol., vol. 29, ser. 2, pp. 91-153, tav. 8-10, Bologna.
18) Finkelstein, H., 1888, Der Laubenstein bei Hohen-Aschau. Ein Beitrag zur Kenntnis der Brachiopoden-facies des untern alpinen Doggers: N. Jahrb. Min. Geol. Paläont., vol. 6, pp. 36-104, tav. 2-4, Stoccarda.
19) Fucini, A., 1893, Nuovi fossili della Oolite inferiore del Capo San Vigilio sul lago di Garda: Boll. Soc. Mal. It., vol. 18, pp. 118-138, tav. 1, Pisa.
20) —, 1894, Notizie Paleontologiche sulla Oolite della Sardegna (nota preliminare): Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., vol. 9, pp. 121-124, Pisa.
21) —, 1899, Sopra alcuni fossili oolitici del Monte Timilone in Sardegna: Boll. Soc. Mal. It., vol. 20, pp. 150-160, tav. 1, Pisa.
22) — , 1911, Fossili nuovi o interessanti del Batoniano del Sarcidano di Laconi: Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. 27, pp. 93-108, tav. 1, Pisa.
23) Gemmellaro, G. G., 1886, Sul Dogger inferiore del Monte San Giuliano (Erice): Boll. Soc. Sc. Nat. Econ., pp. 16, Palermo.
24) Gortani, M., 1934, L'esplorazione geologica della Sardegna: Atti XII Congr. Geogr. It., pp. 105-108, Cagliari.

25) Greco, B., 1895, Sulla presenza della Oolite inferiore nelle vicinanze di Rossano Calabro: Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., pp. 6, Pisa.

26) — , 1898, Fauna della zona con *Lioceras opalinum* Rein. sp. di Rossano in Calabria: Paleont. It., vol. 4, pp. 93-139, tav. 8-9, Pisa.

27) — , 1900, Fossili Oolitici del Monte Foraporta presso Lagonegro in Basilicata: Paleont. It., vol. 5, pp. 105-123, tav. 13, Pisa.

28) Haas, H., 1891, Etude monographique et critique des Brachiopodes Rhetien et Jurassiques des Alpes Vaudoise et des contrées environantes: Mem. Soc. Paleont. Suisse, vol. 18, pp. 127-158, tav. 11, Basilea.

29) La Marmora, A., 1857, Viaggio in Sardegna: parte III, descrizioni geologiche: Ed. Il Nuraghe, pp. 556, tav. 1-8, Cagliari 1927.

30) Lepsius, R., 1878, Das westliche Südtirol: pp. 376, tavv. 10, 1 carta geol., Berlino.

31) Lovisato, D., 1896, Nuovi lembi mesozoici della Sardegna: Rend. R. Acc. Lincei, ser. 5, vol. 5, n. 11, pp. 429-433, Roma.

32) Maxia, C., 1962-63, Giura e Creta nella regione Maladroxia (Isola di S. Antioco, Sardegna Sudoccidentale): Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Univ., n. 13, pp. 35, figg. 16, tavv. 16, Cagliari.

33) —, 1963 e 1965, Attività dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Cagliari nell'anno 1961-62 e nell'anno 1963--64: Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Univ., n. 8, p. 4 e n. 21, pp. 8-9, Cagliari.

34) Maxia, C., Pecorini, G., 1963, Sul limite Giurese Cretaceo nella Nurra: Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Univ., vol. 2, n. 9, pp. 13, tav. 2, Cagliari.

35) Meneghini, G., 1857, Paleontologia dell'Isola di Sardegna, in: Viaggio in Sardegna di Lamarmora, A. F.: Ed. Il Nuraghe, pp. 620, tavv. 9, Cagliari 1928.

36) — , 1879, Fossili oolitici di Monte Pastello, nella provincia di Verona: Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. 4, pp. 336-359, tav. 21-22, Pisa.

37) Muir-Wood, H., 1934, On the internal structure of some mesozoic Brachiopoda: Phill. Trans. R. Soc., vol. 223, pp. 511-567, tav. 62-63, Londra.

38) — , 1936, A monograph on the Brachiopoda of the British oolite great series. Part. I. The Brachiopoda of the Fuller's Earth: Palaeontogr. Soc., vol. 89, pp. 1-144, tavv. 5, Londra.

39) Oosterbaan, A. M., 1936, Etude géologique et paléontologique de la Nurra (Sardaigne): Utrecht.

40) Parona, C. F., 1885, Sulla età degli strati a Brachiopodi della Croce di Segan in val Tesino: Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., vol. 4, pp. 157-161, Pisa.

41) Parona, C. F., Canavari, M., 1882, Brachiopodi oolitici di alcune località dell'Italia settentrionale: Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., mem. 5, fasc. 2, pp. 331-350, tav. 10-12, Pisa.

42) Ruiz, C., 1928, I Brachiopodi batoniani di Monte Inici (Trapani): Mem. Ist. Geol. R. Univ., vol. 7, pp. 1-75, tav. 2, Padova.

43) Ufficio Geologico d'Italia, 1938, Foglio n. 233 Inglesias e Foglio n. 239-240 Teulada-S. Efisio.

44) Vacek, M., 1886, Über die Fauna der Oolithe von Cap. St. Vigilio verbunden mit einer Studie über die obere Liasgrenze: Abh. d. k.k. geol. R.A., vol. 12, pp. 57-212, tav. 1-20, Vienna.

45) Vardabasso, S., 1951, Tentativo di sintesi grafica della geologia della Sardegna: Rend. Acc. Lincei, ser. 8, n. 6, pp. 320-325; fig. 1, 2° sem., Roma.

46) — , 1960, Il Mesozoico epicontinentale della Sardegna: Rend. Atti Acc. Naz. Lincei, ser. 7, vol. 27, fasc. 5, Roma.

47) Vinassa de Regny, P., 1937, Su taluni fossili giuresi del Monte Peller: Mem. Mus. Storia Nat. Ven. Trident., vol. 4, pp. 63-97, tavv. 3, Trento.

48) Williams, A., e Altri, 1965, *Brachiopoda* in: Moore, R. C., Treatise on Invertebrate Paleontology, pp. 906, New York.

TAVOLA I

Fig. 1. — *Pseudoglossothyris simplex* (BUCK. J.)
a valva brachiale
b veduta laterale
c valva peduncolare

Località di provenienza: M. Zari

Fig. 2. — *Pseudoglossothyris simplex* (BUCK. J.)
a valva brachiale
b veduta laterale
c valva peduncolare

Località di provenienza: M. Zari

Fig. 3. — *Terebratula lamarmorae* MGH.
valva brachiale; Esemplare giovanile.

Fig. 4. — *Terebratula lamarmorae* MGH.
esemplare adulto
a valva brachiale
b valva peduncolare
c veduta frontale

Località di provenienza: Isola di S. Antioco

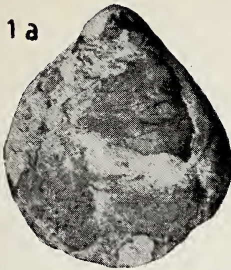
Fig. 5. — *Terebratula ovoides* Sow.
a valva brachiale
b veduta laterale
c valva dorsale

Località di provenienza: M. Zari

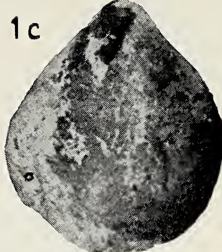
Per tutte le figure:

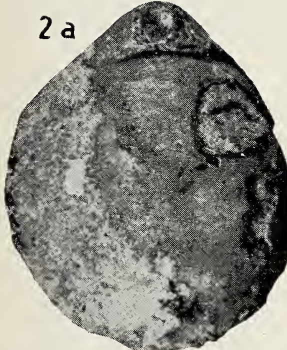
Ingrandimento: X 1,5 circa

Età: Aaleniano

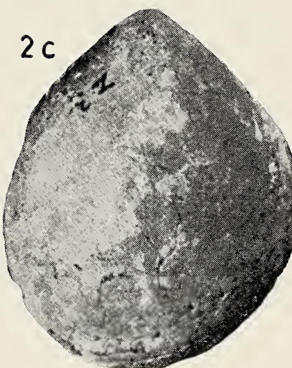

1a


1b


1c


2a


2b

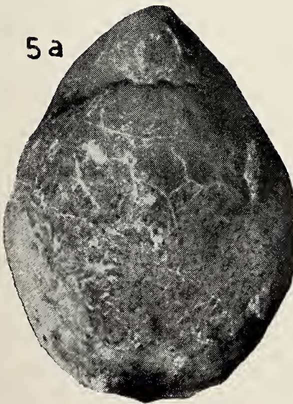

2c


3


4a


4b


4c


5a


5b


5c

TAVOLA II

Fig. 1. — *Lobothyris punctata* (Sow.)
a valva brachiale
b veduta laterale

Località di provenienza: M. Zari

Fig. 2. — *Stolmorhynchia clesiana* (Leps.)
a valva brachiale
b valva peduncolare
c veduta frontale

Località di provenienza: Guardia sa Perda

Fig. 3. — *Stolmorhynchia vigilii* (Leps.)
a valva brachiale
b valva peduncolare
c veduta frontale

Località di provenienza: Guardia sa Perda

Fig. 4. — *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.)
a valva brachiale
b valva peduncolare
c veduta frontale

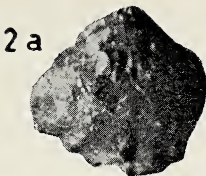
Località di provenienza: M. Zari.

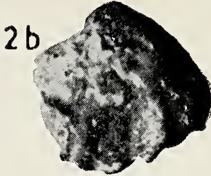
Per tutte le figure:

Ingrandimento: X 1,5 circa

Età: Aaleniano


1a


2a


2b


2c


1b

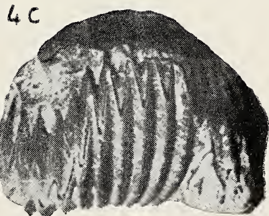

3a


3b


3c


4a


4b


4c

Sulla presenza di un nuovo genere di Endothyridae nel Cretacico superiore della Campania

Note biostratigrafiche sulla successione sedimentaria di età turoniana e senoniana, in facies di retroscogliera, in Campania (1)

Nota del socio PIERO DE CASTRO

Tornata del 22 Dicembre 1966

§ 1. — PREMESSA.

La presente nota si inquadra nel campo di ricerche paleontologiche e stratigrafiche che l'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli conduce, col contributo del C. N. R., sui gruppi montuosi dell'Appennino meridionale.

Vengono esposti in questo lavoro i risultati fin'ora conseguiti nello studio delle successioni stratigrafiche continue, in facies di retroscogliera, della Campania, di età turoniana e senoniana. L'ambiente di deposizione di questi sedimenti, come risulta o si può dedurre dalle ricerche compiute da numerosi Autori (2), era quello di una piatta-

---

(1) Desidero ringraziare la chiar.ma Prof. ANGIOLA MARIA MACCAGNO, direttore dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli e la chiar.ma Prof. MARIA MONCHARMONT-ZEI per la consueta prodigalità di consigli e di mezzi con cui hanno accompagnato il presente lavoro.

Ringrazio ancora il sig. BRUNO PASTORE per l'aiuto datomi nella esecuzione dei disegni delle figure che compaiono in questo lavoro.

(2) CARISSIMI L., D'AGOSTINO O., LODDO C., PIERI M. (1963); CATENACCI E., DE CASTRO P., SGROSSO I. (1962); CESTARI G. (1962); D'ARGENIO B. (1962-1963); DE CASTRO P. (1962); IETTO A. (1963); MANFREDINI M. (1957, 1963); OGNIBEN L. (1957); PESCATORE T. (1964-1965); PESCATORE T. e VALLARIO A. (1962); SCANDONE P. (1964); SCANDONE P. e SGROSSO I. (1962); SCANDONE P., SGROSSO I., BRUNO F. (1964); SCARSELLA F. (1957); SELLI R. (1957, 1962); SGROSSO I. (1964a, 1964b, 1965); VALLARIO A. (1962, 1964).

Per le indicazioni bibliografiche dei lavori degli Autori ora citati, allo scopo di non gravare sull'appendice bibliografica di questa nota, si rimanda a DE CASTRO P. (1965).

forma di bassa profondità limitata, probabilmente, verso il Tirreno, da un allineamento di terre emerse di cui si hanno testimonianze al Monte Bulgheria, Capri e Zannone; dove affiorano oggi i terreni di transizione alla facies molisano-sannitica (in corrispondenza del Matese settentrionale, Monti di Venafro e parte meridionale del gruppo della Meta) la stessa funzione era operata, con ogni probabilità, dal « *Protoappennino* ».

Successivamente Colacicchi (1966) ha messo in evidenza che la suddetta piattaforma carbonatica si estende anche nell'Appennino laziale-abruzzese.

Durante il Cretacico sollecitazioni tettoniche provocarono oscillazioni più o meno sentite del fondo del mare le quali culminarono, in qualche caso, in emersioni più o meno estese della piattaforma carbonatica. Da connettere con tali emersioni sono, p. es., la « *piattaforma delle bauxiti* » (D'Argenio, 1962) nel Cretacico medio, i lembi di età maastrichtiana trasgressivi sul Cretacico inferiore riscontrati da Ietto (1963) al Monte Virgo (gruppo del Tifata) ed i numerosi episodi di conglomerati intrastratali a varie altezze del Cretacico superiore riscontrati da Ietto e De Castro (1965) nel gruppo del Tifata.

Come risulta dai lavori di numerosi Autori (vedi nota 2) i sedimenti del Cretacico della Campania in facies di retroscogliera sono costituiti prevalentemente da calcilutiti e calcareniti, spesso più o meno dolomitiche, e dolomie. Il colore delle rocce è molto variabile: i toni, che vanno dall'avana al grigio scuro, sono sempre in relazione con un determinato significato ambientale che però è spesso difficile precisare. Si può comunque ritenere che i colori più scuri si riscontrano, come ad esempio in alcune aree della Penisola Sorrentina, in zone che non avevano, o avevano in misura molto ridotta, scambi col mare aperto.

La conoscenza dei fossili contenuti in questi sedimenti si deve ai contributi di numerosi Autori. I macrofossili sono stati, per lo più, l'oggetto dei lavori degli studiosi meno recenti; in questi, però, le notizie a carattere stratigrafico sono, spesso, soltanto approssimate. I microfossili, che, a causa della maggiore frequenza, sono quelli più utili per la stratigrafia, sono invece oggetto di studi recenti.

Quanto ora detto per l'Appennino campano può ritenersi valido anche per il resto dell'Appennino meridionale; in proposito è da osservare che allo stato attuale delle conoscenze le osservazioni ed i dati sul Cretacico inferiore e medio sono più numerosi di quelli relativi al Cretacico superiore. Per questo motivo mentre la biostra-

tigrafia del Mesozoico superiore fino al Cenomaniano incluso può ritenersi delineata abbastanza soddisfacentemente, le conoscenze micropaleontologiche sul Turoniano e sul Senoniano risultano, invece, piuttosto lacunose.

È a FARINACCI (1962, 1965) che spetta il merito d'aver individuato in *Accordiella conica* e *Lafitteina marsicana* dei fossili d'eccezionale valore stratigrafico in questa lunga successione sedimentaria del Cretacico superiore. Non meno importante è, a riguardo, il contributo apportato da PAPETTI e TEDESCHI con la istituzione di *Cuvillierinella salentina*, specie nota, almeno per il momento, solo nel Senoniano della Penisola Salentina.

La presente nota e quella del dott. MARIO TORRE (1966) presentata alla stessa tornata della Società dei Naturalisti in Napoli, forniscono nuovi dati sulla conoscenza dei sedimenti turoniani e senoniani.

Nello studio delle serie stratigrafiche da me campionate e dell'abbondante materiale gentilmente fornitomi dai colleghi GLAUCO BONARDI, ANTONINO IETTO, PAOLO SCANDONE ed ITALO SGROSSO dell'Istituto di Geologia di questa Università, ai quali esprimo la mia più sincera gratitudine, ho riscontrato dei foraminiferi nuovi per la scienza, riferibili alla famiglia *Endothyridae;* per questi propongo i nomi di *Neoendothyra apenninica* e *Neoendothyra apenninica compressa.* Le forme di cui ora si è detto compaiono sensibilmente dopo le ultime *Cisalveolina* e precedono la comparsa di *Accordiella conica* FARINACCI con la quale si accompagnano in tutto il Senoniano. Esse non sono state riscontrate da me nel Paleocene ed in livelli ancora più recenti per cui presentano un certo interesse stratigrafico e paleontologico. Le *Endothyridae*, infatti, sono una famiglia i cui esponenti erano noti, fino ad ora, solo nel Paleozoico (Permiano e Carbonifero).

Tra le specie istituite dal dott. MARIO TORRE, *Nummoloculina robusta* e *Rotorbinella scarsellai* presentano un certo interesse stratigrafico in quanto sono limitate, probabilmente, solo al Senoniano.

Alla luce delle conoscenze finora acquisite, questo piano risulta facilmente individuabile in microfacies grazie alla presenza di *Accordiella conica.* Non vi sono prove paleontologiche che la specie di FARINACCI sia presente anche nel Turoniano. Al contrario essa non è stata riscontrata da FARINACCI e RADOICIC nei livelli sicuramente turoniani della Iugoslavia, ricchi di macrofossili determinati da PEJOVIC.

Mi sembra perciò utile dal punto di vista microstratigrafico, che

il Senoniano sia contraddistinto da una propria cenozona caratterizzata da *Accordiella conica* e dalla nuova specie *Neoendothyra apenninica* la quale raggiunge in questo piano la sua maggiore diffusione. Gli altri caratteri che permettono di definire in modo più completo questa nuova cenozona sono quelli riportati in seguito a proposito dei microfossili più indicativi delle microfacies senoniane.

La cenozona ad *Accordiella conica* e *Neoendothyra apenninica* offre, rispetto alla cenozona a *Cuneolina pavonia* e *Dicyclina schlumbergeri* istituita da Sartoni e Crescenti, il vantaggio di interessare una successione stratigrafica che, per quanto ampia, è sensibilmente minore di quella interessata dalla cenozona degli Autori predetti; quest'ultima, infatti, abbraccia oltre al Senoniano anche il Turoniano.

§ 2. — Biostratigrafia delle successioni continue in facies di retroscogliera di età turoniana e senoniana.

Il passaggio dal Cenomaniano al Turoniano, non solo in Campania ma in tutto l'Appennino centro-meridionale, nella facies in esame, è marcato, con buona approssimazione dall'estinguersi della biozona a *Cisalveolina fallax*.

Gli Autori non sono tutti d'accordo su questo limite.

Secondo alcuni, infatti, la suddetta biozona costituisce la base del Turoniano. Mentre non si hanno, però, almeno per il momento, prove paleontologiche che convalidano quest'ultima ipotesi, vi sono invece delle osservazioni che parlano in favore della prima. In Israele, infatti, i calcari a *Cisalveolina fallax* dell'*Amminadav formation* sono sicuramente cenomaniani in quanto sono sottoposti agli strati con ammoniti cenomaniane della *Kefar sha'ul formation* (Arkin, Braun, Starinsky, Hamaoui e Raab, 1965).

L'importanza stratigrafica della biozona a *Cisalveolina fallax*, istituita da Devoto (1964), è, nel Cenomaniano superiore, veramente eccezionale. La specie che dà il nome alla biozona, infatti, oltre ad essere un'ottima indicatrice d'età, presenta, a differenza delle altre alveoline cenomaniane, una discreta capacità di adattamento a sensibili variazioni ambientali. Essa ricorre abbondante oltre che nelle biostrome calcarenitiche di retroscogliera anche nei calcari pseudosaccaroidi bianchi del tipo di periscogliera (De Castro, 1965).

L'avvento del Turoniano è caratterizzato dalla scomparsa delle

Cisalveolina e dalla estinzione o dalla brusca riduzione quantitativa di molte altre forme presenti nella parte alta del Cenomaniano, fra cui:

Cisalveolina lehneri REICHEL
Rhipidionina casertana DE CASTRO
Rhapydionina dubia DE CASTRO
Biconcava bentori HAMAOUI
Nezzazzata simplex OMARA
Pseudolituonella reicheli MARIE
Rhapydionina laurinensis DE CASTRO
Chrysalidina cfr. *gradata* D'ORBIGNY
Nummoloculina heimi BONET
Biplanata sp.
Trocholina sp.
Coxites sp.
Vidalina spp.

Tra le forme ora elencate *Biconcava bentori*, *Biplanata* e *Coxites*, tutte presenti nel Cenomaniano d'Israele, vengono ora, per la prima volta, segnalate nel Cenomaniano dell'Appennino.

Le note più salienti delle microfacies turoniane sono rappresentate da:

— minore rarità dei foraminiferi a guscio calcareo-perforato i quali iniziano, ora, in queste facies, la loro diffusione con piccole forme alcune delle quali affini ad *Anomalinidae*.

— comparsa e diffusione progressiva di *Neoendothyra apenninica*.

— rifiorire rigoglioso delle *Thaumatoporella*.

— diffusione di *Aeolisaccus kotori* RADOICIC che, per quanto fosse presente anche nel Cenomaniano, vi compariva, però, solo saltuariamente.

I caratteri ora elencati si rinvengono anche nelle microfacies senoniane; sono però presenti in quest'ultimo piano delle specie esclusive di esso. Allo stato attuale delle conoscenze, perciò, poichè il Turoniano non presenta microfossili limitati solo ad esso, non è possibile differenziare le sue microfacies da quelle senoniane in cui non compaiono forme caratteristiche di quest'ultimo piano.

Lo spessore dei sedimenti turoniani, calcolato dalla fine della biozona a *Cisalveolina fallax* all'inizio dei calcari con *Accordiella conica* risulta, in base ad una campionatura da me eseguita al Monte Tobenna (fig. 1) presso Salerno, di circa 180 metri. Questi sedimenti sono costituiti da calcareniti e calcilutiti con rare intercalazioni di dolomie, di colore generalmente avana, talora nocciola, in strati compresi per lo più fra 30 e 60 centimetri. Nella parte inferiore della successione turoniana è presente un piccolo complesso sedimentario

formato da calcari e calcari dolomitici dal grigio scuro al nero, fogliettati, che passano verso l'alto a strati dello stesso spessore sopra detto.

La comparsa di *Accordiella conica* segna (*fides* Farinacci) il debutto dei tempi senoniani. Lo spessore dei sedimenti accumulatisi in questo periodo di tempo, nelle successioni stratigrafiche continue di retroscogliera, è veramente notevole; dallo studio di alcune serie stratigrafiche campionate nella Penisola Sorrentina risulta che questo spessore non è inferiore a 550 metri. Al Monte S. Angelo (q. 435), presso Meta di Sorrento (fig. 2), il Senoniano è rappresentato da una pila relativamente uniforme di circa 400 metri di potenza; nella località ora detta, *Accordiella conica* è presente in tutta la successione sedimentaria osservata, dai livelli stratigraficamente più bassi fino a quelli più alti. I sedimenti senoniani sono costituiti prevalentemente da calcilutiti, calcareniti e dolomie; queste ultime sono più frequenti nella parte inferiore mentre in quella mediana e superiore si fanno più rare o mancano del tutto. Sono frequenti, specialmente nella parte mediana della successione sedimentaria, conglomerati intraformazionali ad elementi calcarei poligenici talora di colore nero; queste brecce sono spesso localizzate nella parte superiore di uno strato calcilutitico o calcarenitico. Frequenti sono pure, nella successione sedimentaria, livelli calcarei con inclusioni irregolari di materiale marnoso verdastro o giallastro. Gli strati hanno spessore variabile da qualche centimetro fino ad oltre due metri; esso però oscilla più frequentemente tra quindici e novanta centimetri. Il colore prevalente è avana o nocciola nella porzione mediana e superiore della successione, mentre, in quella inferiore, maggiormente dolomitica, prevalgono i toni dal nocciola scuro al grigio scuro.

Nelle microfacies senoniane si rinvengono oltre ai fossili già detti per il Turoniano anche altre forme che permettono di differenziare i due piani. I fossili più indicativi sotto questo punto di vista sono rappresentati da:

Accordiella conica Farinacci
Rotorbinella scarsellai Torre
Nummoloculina robusta Torre

La distinzione dei sedimenti senoniani da quelli turoniani si può effettuare anche in base al concorso di altri caratteri i quali, però, se presi singolarmente, non permettono con certezza una sicura attribuzione d'età.

Questi caratteri sono costituiti da:

— maggiore frequenza e varietà dei foraminiferi a guscio calcareo perforato tra i quali, oltre a quelli prima citati per il Turoniano, si possono riconoscere, tra l'altro, delle forme affini a *Rotalia* ed a *Lockhartia*. È da notare che le rotalie possono essere, talora, abbondanti anche nel Turoniano ma limitatamente a facies di periscogliera non rientranti, perciò, nel tipo di sedimenti presi in esame in questa nota.

— maggiore frequenza di *Neoendothyra apenninica* e *N. apenninica compressa* che si presentano, ora, con individui di maggiori dimensioni

— comparsa, nella parte alta del Senoniano, di *Rhapydionina liburnica* Stache e *Keramosphaera tergestina* Stache (Sgrosso I., lavoro in preparazione).

A questi caratteri si possono aggiungere, almeno per alcune zone della Campania, la diffusione di forme attribuibili a vere *Barckerina*, *ad Hauerina, e Dicyclina* generi che, se anche presenti in livelli più antichi del Senoniano, acquistano, però, in questo piano, le loro maggiori dimensioni e la maggiore frequenza.

Famiglia ENDOTHYRIDAE Brady, 1884
Sottofam. HAPLOPHRAGMELLINAE Reytlinger, 1959

Le nuove forme da me riscontrate nei livelli turoniani e senoniani dell'Appennino ed attribuite al nuovo genere *Neoendothyra* presentano un guscio costituito da un unico strato calcareo microgranulare apparentemente perforato (pareti microgranulari con struttura fibrosa di Sigal, 1952 pag. 139). La tassia è planispirale involuta e solo in alcune forme meno tipiche diventa più o meno lievemente evoluta. L'apertura è sempre cribrata ed il numero dei suoi fori diminuisce con una certa regolarità verso i primi stadi ontogenetici; non è escluso che, in corrispondenza delle primissime logge del primo giro, questi fori possano ridursi ad uno soltanto. La struttura microgranulare apparentemente perforata delle pareti ricorda la cherioteca delle fusuline ed è uguale alla struttura delle pareti di molti generi paleozoici, ad es. *Cribrospira;* essa non è stata fin'ora riscontrata in specie, con tassia planispirale, vissute posteriormente all'era primaria.

I caratteri riscontrati nelle forme ora dette sono tutti ben rappresentati in alcuni generi delle *Endothyridae*. Il nuovo genere da me istituito va, perciò, riferito a questa famiglia la quale era nota finora solo nel Permo-Carbonifero, e di cui *Neoendothyra apenninica* e *N. apenninica compressa*, rappresentano, quindi, le forme più tardive che ne precedono, allo stato attuale delle conoscenze, la definitiva scomparsa.

Il tipo di apertura, cribrata, permette di riferire il nuovo genere alla sottofamiglia *Haplophragmellinae*. Le altre sottofamiglie delle *Endothyridae*, ad eccezione delle *Bradyininae*, presentano, infatti, logge con apertura unica.

Le forme da me riscontrate nel Cretacico superiore dell'Appennino non possono, però, essere riferite a quest'ultima sottofamiglia in quanto presentano il guscio costituito da una successione spirale di logge semplici e simili tra loro. Nelle *Bradyininae*, invece, il guscio è formato da una successione spirale di logge a struttura complessa ed alternativamente di grandi e di piccole dimensioni.

SEN

TUR

CENC

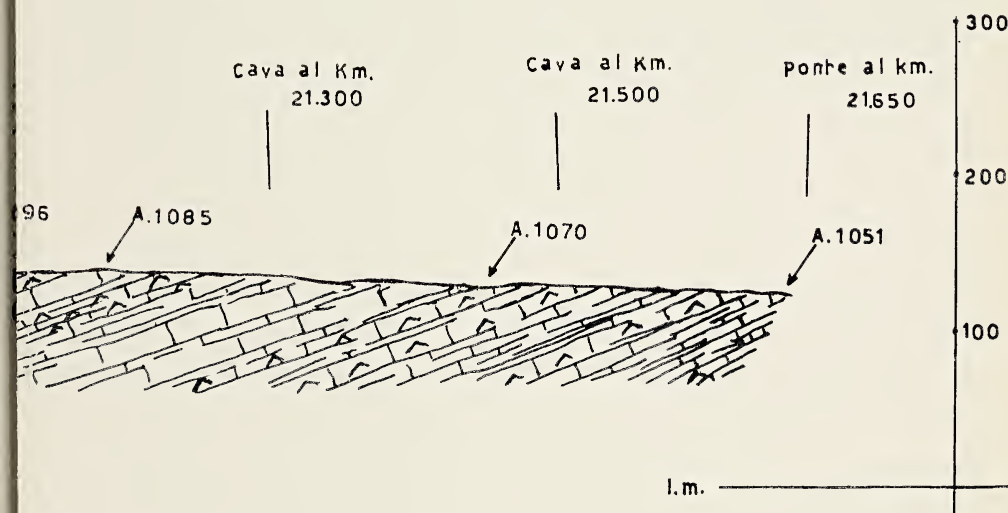
AL

AF



Fig. 1. — Sezione geologica e colonna stratigrafica (alla scala 1 : 5.000) del Monte Tobenna presso S. Mango Piemonte in provincia di Salerno, relative all'itinerario indicato nello schizzo topografico annesso (alla scala 1:25.000) da una linea in grassetto. L'inclinazione degli strati indicata nella sezione geologica e solo fittizia; essa è stata adottata per semplificare la rappresentazione della successione sedimentaria. In realtà l'inclinazione è compresa tra 15° e 25°; inoltre nella parte inferiore della serie l'immersione degli strati forma col Nord magnetico un angolo orario di circa 20°; nella parte restante, tranne quella più alta, un angolo antiorario di circa 30°; nella porzione più alta della successione sedimentaria, invece, gli strati immergono nella stessa direzione del Nord magnetico.

Nella colonna stratigrafica, così come nella sezione geologica dell'itinerario di campionatura rettificato, nei tratti occupati dal primo simbolo litologico della legenda (calcari) possono comparire, però in via del tutto subordinata, delle dolomie. Viceversa nei tratti indicati come occupati soltanto da dolomie possono comparire saltuariamente i calcari.



così come nella sezione geologica relativa all'itine-
, nei tratti indicati da un determinato simbolo
in via del tutto subordinata, anche gli altri tipi

nco della colonna stratigrafica i simboli indicativi
essendo questi rappresentati in tutta la successione
issime rudiste s.s.

onali a matrice prevalente, ad elementi calcarei poligenici
elli sopra detti oppure, talora, di colore nero. Spesso la
rato calcarenitico o calcilututico è costituita da conglome-

ente dolomitici, fetidi alla percussione, di colore da noc-
strati di spessore variabile da qualche centimetro fino ad

M.S. Angelo (q. 435)

SENONIANO

400 m.

A.1219 A.1201 A.1182 A.1172 A.1160 A.1148 A.1127 A.1115 A.1106 A.1096 A.1085 A.1070 A.1051

Cenozona ad Accordiella conica e Neoendothyra apenninica

Cava al Km. 21

Cava al Km. 21.300

Cava al Km. 21.500

Ponte al km. 21.650

300

200

100

l.m.

M.S. ANGELO 435

META

ALBERI

Fig. 2. — Sezione geologica e colonna stratigrafica (alla scala 1 : 5.000) del Monte S. Angelo presso Meta di Sorrento, relative all'itinerario indicato nello schizzo topografico annesso (alla scala 1 : 25.000) da una linea in grassetto.

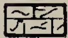
L'inclinazione degli strati indicata nella sezione geologica è solo fittizia; essa si è adottata per semplificare la rappresentazione della successione sedimentaria. In realtà gli strati hanno un'inclinazione compresa tra 14° e 19° e la loro immersione forma, rispetto al Nord magnetico, un angolo orario di 19° nella parte inferiore della serie; questo angolo tende a diminuire verso l'alto e, nella parte superiore della successione, è di circa 5°.

Nella colonna stratigrafica, così come nella sezione geologica relativa all'itinerario di campionatura rettificato, nei tratti indicati da un determinato simbolo litologico possono comparire, però in via del tutto subordinata, anche gli altri tipi di rocce indicati nella legenda.

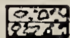
Non si sono riportati a fianco della colonna stratigrafica i simboli indicativi dei fossili riscontrati sul terreno essendo questi rappresentati in tutta la successione stratigrafica soltanto da numerosissime rudiste s.s.



Calcilutiti e calcareniti, a matrice microcristallina, di colore per lo più avana o nocciola nella parte superiore della serie, grigie o grigio scure e fetide alla percussione in quella inferiore. Lo spessore degli strati, compreso da qualche centimetro fino a due metri, varia per lo più tra 15 e 90 cm. Spessissimo si nota come gli strati si scompongano in strati minori con nette superficie diastemiche.



Calcilutiti e calcareniti a matrice microcristallina, in colore e spessore come le precedenti, contenenti plaghe irregolari di materiale marnoso verdastro o giallastro disposte irregolarmente nel corpo dello strato.



Conglomerati intraformazionali a matrice prevalente, ad elementi calcarei poligenici della stessa natura di quelli sopra detti oppure, talora, di colore nero. Spesso la parte superiore di uno strato calcarenitico o calcilutitico è costituita da conglomerati di questo tipo.



Dolomie o calcari fortemente dolomitici, fetidi alla percussione, di colore da nocciola a grigio scuro, in strati di spessore variabile da qualche centimetro fino ad un metro.

Genere NEOENDOTHRYRA n. gen.
Specie tipo del genere: *Neoendothyra apenninica* n. sp.

Descrizione: guscio planispirale, costituito da un unico strato calcareo microgranulare, apparentemente perforato (pareti microgranulari a struttura fibrosa, secondo SIGAL, 1952, pag. 139). Apertura cribrata, costituita, nello stadio adulto, da piccoli fori disposti in una o più serie sovrapposte o addensati lungo una stretta fascia arcuata il cui andamento ripete grossolanamente quello delle pareti del guscio in sezione assiale.

Origine del nome: il nome assegnato al nuovo genere è motivato dal fatto che *Neoendothyra* è il rappresentante meno antico, fin'ora conosciuto, delle *Endothyridae;* inoltre dal fatto che questa famiglia deriva il suo nome dal genere *Endothyra.*

Rapporti e differenze: i generi che mostrano maggiori affinità con *Neoendothyra* sono *Haplophragmella* RAUZER-CHERNOUSOVA e REYTLINGER e *Cribrospira* VON MOLLER, ambedue del Carbonifero russo. Essi infatti presentano gusci calcarei microgranulari costituiti da un solo strato ed almeno una fase del loro sviluppo con logge ad apertura cribrata.

Neoendothyra differisce da *Haplophragmella* principalmente perchè quest'ultima possiede uno stadio svolto; inoltre perchè le logge con apertura cribrata sono presenti soltanto in quest'ultimo stadio e nelle ultimissime logge avvolte, mentre nelle altre logge l'apertura è unica ed interiomarginale. In *Neoendothyra*, invece, tutte le logge hanno apertura cribrata. Il nuovo genere differisce ancora da *Haplophragmella* perchè le pareti di quest'ultima non sono apparentemente perforate.

Molto più accentuate sono invece le affinità tra *Neoendothyra* e *Cribrospira.*

Cribrospira ha pareti calcareo-microgranulari di un solo strato con perforazioni (RAUZER-KERNOUSOVA, pag. 249). Tenendo presente che secondo alcuni Autori l'aspetto fibroso delle pareti del guscio è dovuto a perforazioni si può concludere che per questo carattere i due generi non presentano alcuna differenza.

Le differenze più marcate tra *Cribrospira* e le forme in esame dell'Appennino, si riscontrano nel tipo d'apertura. Mentre *Neoendo-*

thyra ha tutte le logge con apertura cribrata, *Cribrospira* presenta tale soltanto l'ultima. È da notare, a riguardo, che la specie *C. rara* Rauzer-Chernousova è stata attribuita solo dubitativamente dal suo Autore al genere *Cribrospira* proprio perchè presentava con apertura cribrata non solo l'ultima loggia ma anche la penultima e la terzultima. Tutte le altre logge degli esemplari appartenenti al detto genere, infatti, comunicano tra di loro mediante una apertura unica. A questo riguardo, però, Loeblich e Tappan osservano che le aperture uniche sono forse solo apparenti e dovute al riassorbimento dell'area aperturale cribrata.

Altre differenze tra *Cribrospira* e *Neoendothyra* si riscontrano nella disposizione dei forellini aperturali i quali nel nuovo genere sono disposti in una o più serie sovrapposte o addensati con le modalità già dette, mentre in *Cribrospira* non presentano una disposizione ordinata. Un'altra differenza tra i due generi si riscontra nell'avvolgimento iniziale che, nelle forme russe, è alquanto irregolare mentre, nelle forme cretaciche dell'Appennino è planispirale. È da osservare, in proposito, che, siccome anche specie con tipica tassia planispirale possono presentare numerosi individui con avvolgimento iniziale più o meno irregolare, anche quest'ultimo carattere potrebbe essere discutibile se lo si assumesse come l'unico carattere fondamentale per la separazione generica delle forme da me rinvenute nel Cretacico e quelle del Carbonifero russo.

Anche la diversa disposizione dei cribri aperturali, la quale non è legata, in questi generi, ad una particolare struttura interna, potrebbe benissimo non costituire un carattere d'ordine generico.

Nell'incertezza se attribuire le forme dell'Appennino al genere *Cribrospira* o ad un genere nuovo ho preferito quest'ultima soluzione a causa della diversissima distribuzione stratigrafica e geografica tra *Cribrospira* e *Neoendothyra*. Non escludo, però, l'ipotesi che studi ulteriori possano meglio definire l'attribuzione generica delle nuove specie da me riscontrate.

Distribuzione stratigrafica e geografica: il nuovo genere è diffusissimo (fig. 3) nei sedimenti di età turoniana e senoniana in facies di retroscogliera dell'Appennino meridionale. Io l'ho riscontrato personalmente nei Monti Aurunci, Monti Lattari, Monti Picentini, Monti di Caserta, Matese, Monti di Lauria, Monti di Sapri; rocce dei Monti di Sapri (Monte Spina) con *Neoendothyra* sono state raccolte anche

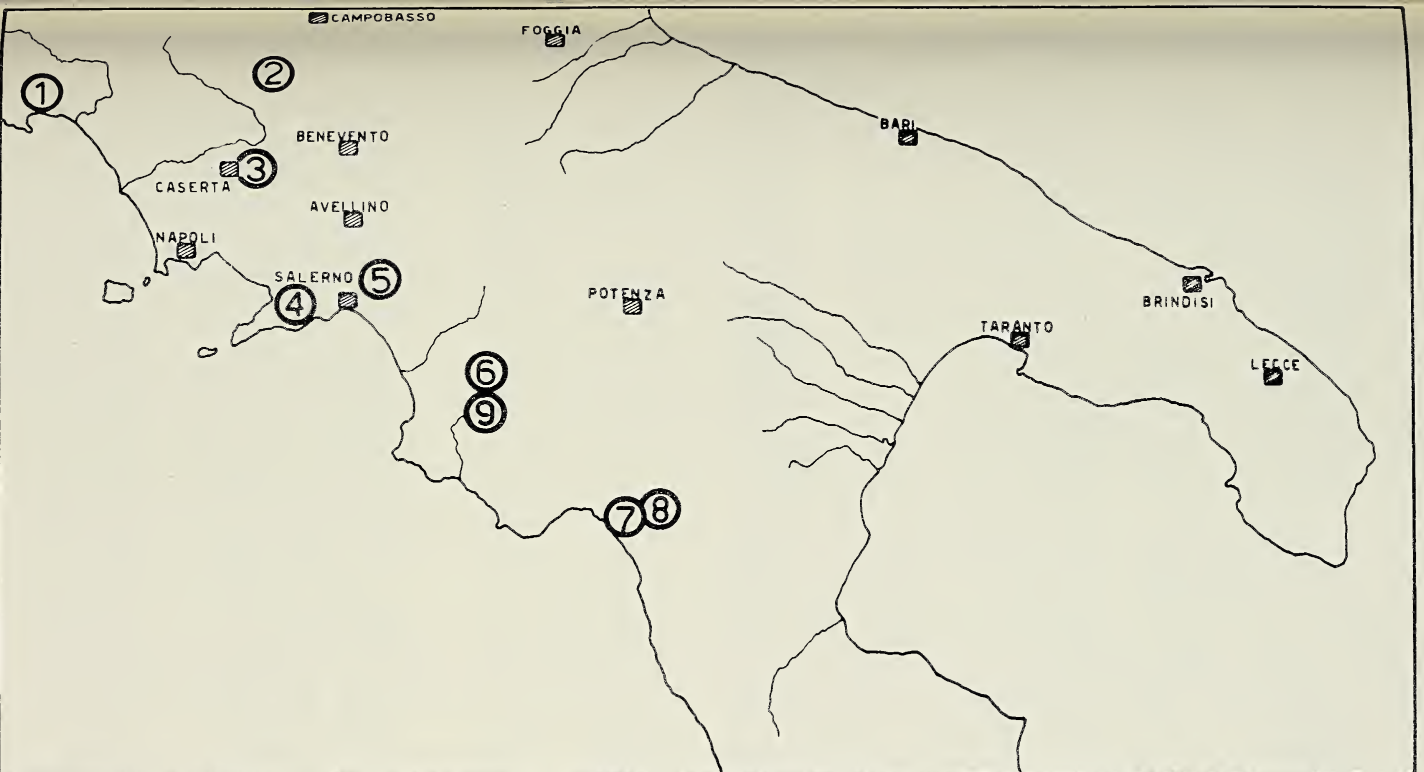


Fig. 3 — Distribuzione geografica di *Neoendothyra apenninica*.

1) Monti Aurunci. Località: Monte Sorgenza (tav.: 171 IV NE-Formia).

2) Matese. Località: Fontana Vertolo (tav.: 162 III SO-Cusano Mutri).

3) Monti di Caserta, Località: pendici settentrionali di Monte Lungo (tav.: 172 II NE-Castelmorrone).

4) Monti Lattari. Località: Monte S. Angelo presso Meta, collina a Sud di S. Agnello, Santuario di S. Costanzo (tav. 196 I NE-Sorrento).

5) Monti Picentini. Località: Monte Tobenna (tav.: 185 II SE-S. Cipriano Picentino), Monte Salvatore (tav.: 186 III SO-Montecorvino Rovella).

6) Monte Alburno. Località: Castelcivita (tav.: 198 II NO-Castelcivita).

7) Monti di Sapri. Località: Monte Spina (tav.: 210 III SE-Sapri), Monte Coccovello (tav.: 210 II SO-Rivello).

8) Monti di Lauria. Località: Serra Rotonda (tav.: 210 II SE-Lauria).

9) Gruppo di Monte Vesole (Cilento settentrionale). Località: cava ad Est di Efanto (tav.: 209 I NO-Gioi).

dall'AGIP mineraria (1959, porzione mediana superiore della tavola XCIV).

Per quanto non ve l'abbia riscontrato di persona, il genere è presente anche nel gruppo montuoso dell'Aburno (MARINI e ANDREI, 1966, tav. II, fig. 1, *sub Haplophragmoides sp.*).

Neoendothyra apenninica n. sp.
figg. 5, 6. Tavv. I-II; tav. III: figg. 1-3, 9-12

La specie è stata istituita su esemplari riscontrati soltanto in sezioni sottili. La sua descrizione si basa su esemplari presenti in un unico campione di roccia contrassegnato dal numero A. 2661. Questo campione è stato raccolto alla quota di circa 325 m. delle pendici meridionali del Monte Sorgenza (tav.: 171 IV NE-Formia) dove i calcari del Cretacico superiore sono sottoposti tettonicamente ad una potente successione carbonatica la cui età è compresa tra il Lias medio ed il Malm superiore (DE CASTRO P., 1963).

Nel campione che ha fornito i paratipi, la specie, rappresentata solo da forme macrosferiche, è abbastanza frequente e si presenta in buone condizioni di fossilizzazione. Le dimensioni più comuni riscontrate negli esemplari adulti, che in questa specie presentano circa due giri di muraglia, variano da 0,433 a 0,583 mm. Le dimensioni massime, 0,725 mm., si sono osservate in un esemplare in sezione assiale con circa tre giri di spira.

Origine del nome: il nome della nuova specie è dovuto alla sua diffusione nei sedimenti di facies neritica di retroscogliera dell'Appennino meridionale.

Descrizione: guscio libero, calcareo microgranulare, apparentemente perforato (guscio calcareo microgranulare fibroso, secondo SIGAL in PIVETEAU), privo di endoscheletro, liscio esternamente.

Tassia planispirale involuta, senza stadio svolto; loggie approssimativamente semicircolari in sezione assiale, con suture diritte tranne che nell'immediata vicinanza dell'ombelico, lisce o solo debolmente depresse. Apertura cribrata con fori, provvisti di minuti collaretti, disposti in una o due serie sovrapposte oppure addensati secondo una stretta fascia arcuata il cui andamento ripete quello della sezione assiale delle pareti delle logge; essi non invadono quindi tutta la faccia aperturale.

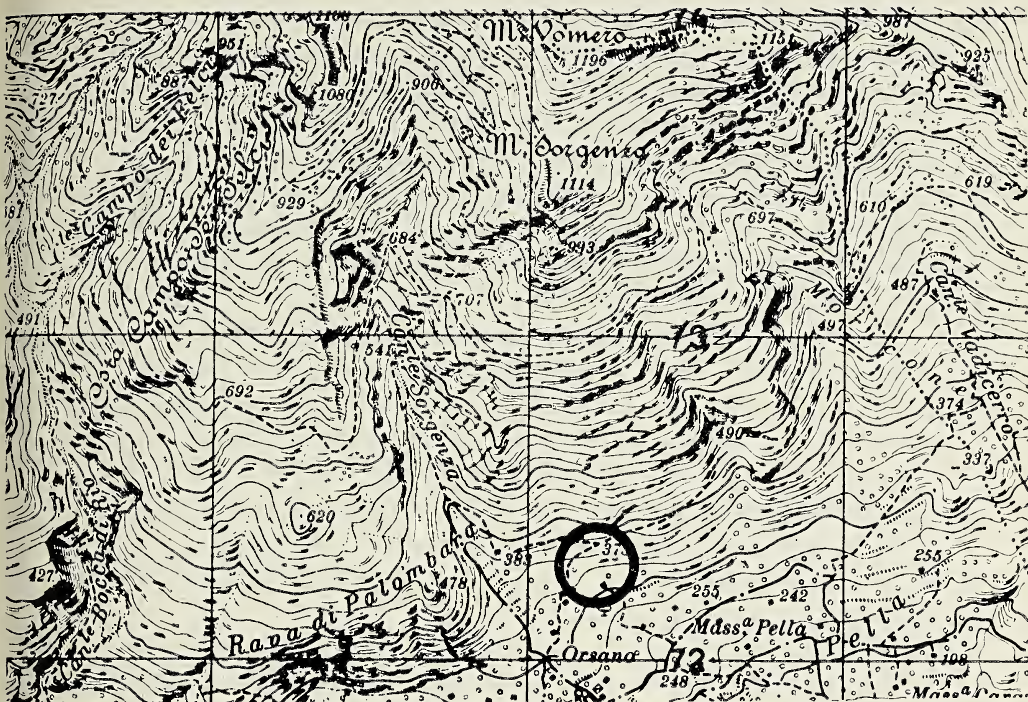


Fig. 4 — Porzione della tavoletta I.G.M.. alla scala 1 : 25.000, 171 IV NE-Formia, in cui si trova il Monte Sorgenza dalle cui pendici meridionali proviene il campione di roccia che ha fornito lolotipo ed i paratipi di *Neoendothyra apenninica* e *Neoendothyra apenninica compressa.*
La località del campione, alla quota di circa 325 metri, è contrassegnata da un cerchietto.

Il proloculo: la loggia iniziale è costituita da una superficie globosa troncata da un setto, per lo più piano, in corrispondenza della loggia successiva. Questo setto piano molte volte non è visibile perchè riassorbito. Le dimensioni del proloculo sono perciò minime nel senso della spira; negli esemplari osservati esse variano da 0.083 a 0.150 mm. Lo spessore delle pareti della camera iniziale oscilla invece, per lo più, tra 0.005 e 0.008 mm.

Le logge: l'ampiezza delle logge, durante l'ontogenesi, cresce gradualmente sia in altezza che in larghezza. Anche il loro numero, nei giri successivi, cresce con regolarità; esso è di 7-8 nel primo e di 9-10,5 nel secondo giro.

Nelle sezioni mediane le camere hanno approssimativamente la forma di un quadrato in quanto i lati non differiscono molto tra di loro per le dimensioni; di essi, quello esterno e quello che s'appoggia sul giro precedente sono arcuati, mentre gli altri due, l'anteriore ed il posteriore, sono subrettilinei e quasi perpendicolari alla superficie del giro sottostante. Nello stesso tipo di sezione considerato, l'altezza delle logge è di poco superiore all'ampiezza in senso spirale della loggia stessa; dalla fine del primo alla fine del secondo giro essa varia da 0,062-0,091 a 0,091-0,141 mm.

In sezione assiale le logge sono approssimativamente semicircolari e la luce del loro vano interno diminuisce lentamente dalla regione mediana a quelle laterali del guscio. La loro massima larghezza, in questo tipo di sezione, varia dalla fine del primo giro alla fine del secondo, per lo più, da 0,175-0,250 a 0,283-0,366 mm.

Lo spessore della parete del guscio è dello stesso ordine di grandezza di quello dei setti; esso è più o meno costante anche se dalla fine del primo alla fine del secondo giro varia più frequentemente da 0,008-0,016 a 0,015-0,017 mm.

L'apertura: tutte le logge di *Neoendothyra apenninica*, non escluse quelle immediatamente successive alla camera iniziale, hanno apertura cribrata.

Nelle prime logge dopo il proloculo il numero di fori dell'apertura è limitatissimo; esso non supera per lo più il numero di 5 alla fine del primo giro, mentre nelle logge immediatamente successive al proloculo scende fino a due e forse anche ad uno nella prima loggia dopo quella iniziale. Nello stadio giovanile l'apertura è sempre costituita da una unica serie di forellini disposti secondo una linea arcuata nella parte inferiore del setto. I fori, provvisti di minuti collaretti, si fanno più numerosi col procedere dell'ontogenesi e si distribuiscono in due serie sovrapposte (difficilmente in un numero superiore) oppure si addensano in una stretta fascia arcuata subparallela al margine inferiore del setto. In qualche raro caso si è osservato che per riassorbimento del materiale del guscio tra i forellini aperturali, le logge possono simulare un'apertura unica, arcuata, allungata in senso assiale e prossima alla parte inferiore della loggia.

Andamento della spira: durante l'ontogenesi il guscio si accresce con continuità sia in altezza che in larghezza; l'andamento della spira, per quanto abbastanza regolare, presenta, però, una certa variabilità

intraspecifica i cui effetti si manifestano nella variabilità dell'altezza delle logge e del diametro dei giri a parità di ampiezza dell'avvolgimento. Dall'esame della popolazione studiata risulta che, dalla fine del primo giro alla fine del secondo, l'altezza del guscio cresce da 0,233-0,333 a 0,433-0,583 mm.; tra gli stessi limiti ora detti la massima larghezza del guscio varia da 0,175-0,250 a 0,283-0,366 mm.

Il rapporto tra la larghezza e l'altezza dei giri, cioè l'indice d'allungamento, è compreso tra 0,62 e 0,85. Questo rapporto tende ad essere maggiore nel primo giro dove è compreso tra 0,65 e 0,85, anzichè nel secondo dove varia da 0,62 a 0,78.

Olotipo: Tav. I, fig. 1.

Paratipi: Tavv. I-II; Tav. III, figg. 1-3.

Località dell'olotipo e dei paratipi: pendici meridionali del Monte Sorgenza, a Nord di Castellonorato, in provincia di Latina (tavoletta I. G. M.: 171 IV NE-Formia).

Caratteri petrografici e paleontologici del livello dell'olotipo e dei paratipi: Calcarenite organogena con matrice microcristallina parzialmente in via di ricristallizzazione e clasti costituiti quasi esclusivamente da gusci di foraminiferi. Questi ultimi sono rappresentati da: *Textularia, Spiroplectammina, Barkerina, Choffatella, Neoendothyra apenninica, N. apenninica compressa, Cuneolina pavonia, Pseudolituonella reicheli, Dicyclina schlumbergeri, Accordiella conica, Valvulammina, Quinqueloculina, Triloculina, Spiroloculina, Nummoloculina robusta, Rhapydionina, Rotorbinella scarsellai, Nubeculariinae, Ophthalmidiinae.*

Le alghe, molto rare, sono rappresentate da forme affini a *Cayeuxia* e da *Thaumatoporella.* Frequenti sono, invece, le forme riferibili ad *Aeolisaccus kotori.*

Età e distribuzione geografica di Neoendothyra apenninica: la specie è molto diffusa nel Turoniano e nel Senoniano dei sedimenti neritici in facies di retroscogliera dell'Appennino meridionale. Io la ho personalmente riscontrata in campioni di roccia provenienti, oltre che dai Monti Aurunci, anche dai Monti Lattari, Monti Picentini, Monti di Caserta, Matese, Monti di Lauria e Monti di Sapri.

Rapporti e differenze: vedi *Neoendothyra apenninica compressa* n. ssp.

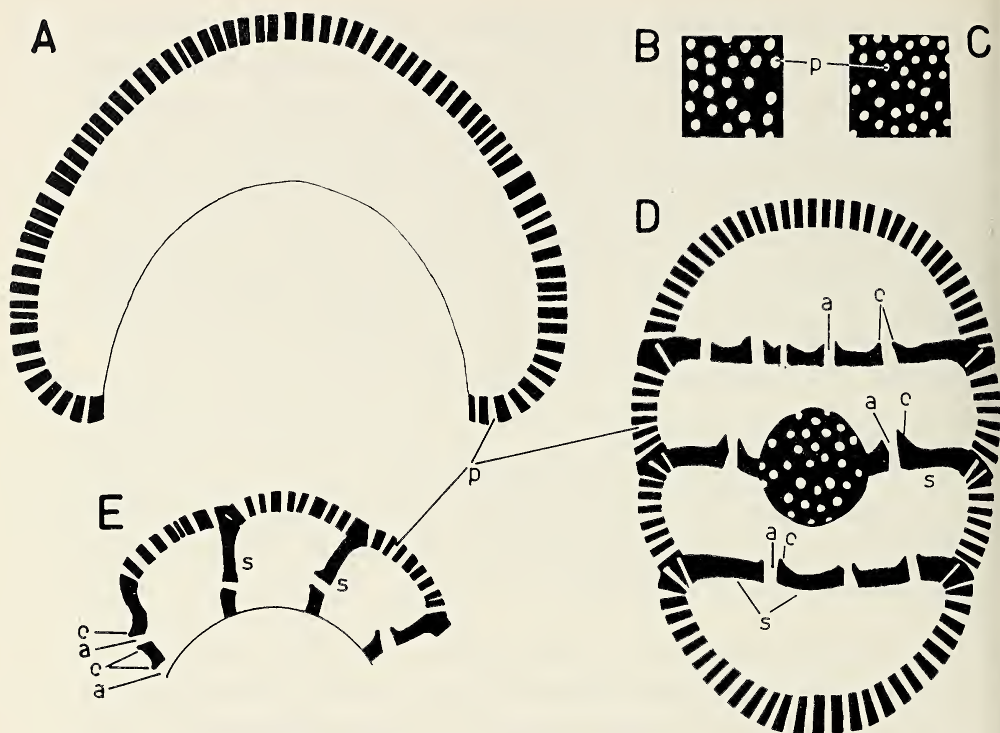


Fig. 5 — *Neoendothyra apenninica.* Caratteri strutturali delle logge.

Si è indicata in nero la porzione calcarea microgranulare del guscio, scuro in sezione sottile; in bianco le sue apparenti perforazioni, chiare in sezione sottile. I simboli adottati sono i seguenti: a = fori dell'apertura cribrata, c = collaretti al centro dei quali si aprono i singoli fori dell'apertura cribrata, p = apparenti perforazioni del guscio, s = setti.

I disegni sono riproduzioni parziali, lievemente modificate, eseguite alla camera lucida, di esemplari in sezione sottile.

A. (Preparato: A. 2661.14). Loggia in sezione assiale.

B. (Preparato: A. 2661.42). Porzione di sezione corticale della regione laterale del guscio.

C. (Preparato: A. 2661.15). Porzione di sezione corticale della regione mediana del guscio.

D. (Preparato: A. 2661.9). Sezione parallela all'asse di avvolgimento, interessante due giri di spira. Nel giro più interno il piano del taglio è tangente alla superficie del guscio per cui ne mette in evidenza la struttura.

E. (Preparato: A. 2661.5). Breve successione di logge in sezione mediana. In *Neoendothyra apenninica* le pareti del guscio appaiono distintamente perforate. In corrispondenza dei setti, però, le perforazioni non sono evidenti. Ciò può dipendere sia da una maggiore sottigliezza delle apparenti perforazioni, sia dalla loro mancanza; per questo motivo esse non compaiono nei setti dei disegni E e D di questa figura e nella figura 6.

Tutti i disegni sono dedotti da paratipi.

Ingrandimento: circa 154 X.

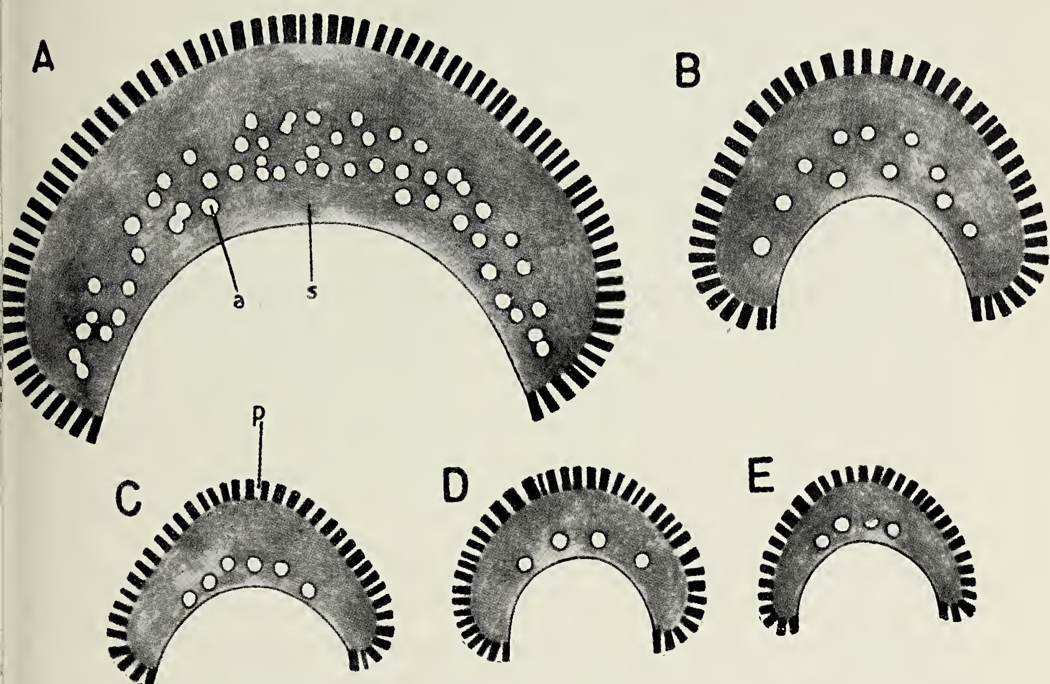


Fig. 6 — *Neoendothyra apenninica.* Logge in sezione assiale (D, E) e subassiale (A, B, C) in cui il piano del taglio decorre nello spessore dei setti mettendone in evidenza, perciò, l'apertura cribrata.

I simboli adottati sono i seguenti: a = fori dell'apertura cribrata, p = apparenti perforazioni del guscio, s = setto.

I disegni sono riproduzioni parziali, lievemente modificate, eseguite alla camera lucida, di esemplari in sezione sottile.

A. (Preparato: A. 2661.15).
B. (Preparato: A. 2661.29).
C. (Preparato: A. 2661.40).
D. (Preparato: A. 2661.3).
E. (Preparato: A. 2661.12).

Tutti i disegni sono dedotti da paratipi.
Ingrandimento: circa 154 X.

Neoendothyra apenninica compressa n. ssp.
fig. 7. Tav. III: figg. 4-8

Neoendothyra apenninica compressa è stata istituita su esemplari riscontrati soltanto in sezione sottile. La sua descrizione si basa sugli esemplari presenti nelle sezioni ricavate dal campione di roccia, contrassegnato dal numero A. 2661, che ha fornito pure i paratipi e l'olotipo di *Neoendothyra apenninica*.

Nel campione dei paratipi *N. apenninica compressa*, poco frequente, è rappresentata solo da forme macrosferiche e si trova in buone condizioni di fossilizzazione. Le dimensioni degli individui adulti, i quali presentano circa due giri di spira, variano per lo più tra 0,374 e 0,466 mm. Le dimensioni massime si sono riscontrate in due individui in sezione assiale di circa due giri e mezzo di spira i quali presentavano un'altezza complessiva del guscio rispettivamente di 0,558 e 0,591 mm.

I caratteri assegnati a *N. apenninica compressa* sono stati dedotti quasi esclusivamente da individui in sezione assiale o parallela all'asse. Ciò è dovuto al fatto che le sezioni mediane di *N. apenninica compressa* non sono differenziabili con sicurezza da quelle appartenenti a *N. apenninica* che presentano logge iniziali di piccole dimensioni.

Origine del nome: Il nome subspecifico è giustificato dal fatto che in *N. apenninica compressa* le logge presentano una larghezza minore di quelle di *N. apenninica*.

Descrizione: guscio approssimativamente lenticolare, libero, calcareo microgranulare apparentemente perforato, privo di endoscheletro, liscio esternamente. Tassia planispirale involuta nelle forme più tipiche, senza stadio svolto. Logge approssimativamente cuoriformi in sezione assiale, con suture diritte, liscie o solo debolmente depresse. Apertura cribrata costituita da un numero limitato di forellini provvisti di minuti collaretti e disposti per lo più in un'unica serie decorrente secondo due linee simmetriche rispetto al piano mediano del guscio e convergenti verso la parte superiore della loggia.

Il proloculo: nelle sezioni assiali la loggia iniziale si presenta circolare oppure lievemente dilatata in senso assiale; le sue dimensioni variano da 0,058 a 0,108 mm; lo spessore delle sue pareti è invece compreso tra 0,005 e 0,0075 mm.

Le logge: il numero delle camere per giro è stato dedotto tanto per *N. apenninica* quanto per *N. apenninica compressa* dalle sezioni mediane di *Neoendothyra* presenti nei preparati, comuni, contenenti i paratipi delle due forme. In tutte le sezioni mediane osservate, infatti, il numero delle logge ad un determinato giro varia in misura limitatissima; esso è di 7-8 nel primo giro e di 9-10,5 nel secondo. Per quanto si è detto anche la forma della sezione mediana delle logge di *N. apenninica compressa* è analoga a quella di *N. apenninica*.

Nelle sezioni assiali dei gusci le logge si presentano, invece, approssimativamente cuoriformi. La luce del loro vano interno diminuisce con una certa rapidità procedendo dalla regione mediana verso i lati del guscio. La loro altezza, nel piano mediano, varia, dalla fine del primo alla fine del secondo giro, rispettivamente da 0,041-0,116 a 0,083-0,133 mm. Nello stesso tipo di sezione considerato ed entro lo stesso intervallo ontogenetico la larghezza varia da 0,091-0,166 a 0,150-0,300 mm.

Lo spessore delle pareti del guscio è dello stesso ordine di grandezza di quello dei setti ed è compreso per lo più tra 0,007 e 0,012 mm.

L'apertura: come si è già detto, l'apertura di *N. apenninica compressa* è cribrata ed interessa tutte le logge del guscio non escluse quelle immediatamente successive al proloculo. Essa è costituita da un numero limitato di forellini provvisti ognuno di un piccolo collaretto.

Nelle logge del primo giro il numero dei fori dell'apertura può ridursi anche a due soltanto disposti più o meno simmetricamente da una parte e dall'altra del piano mediano; non è da escludere che nelle primissime logge l'apertura possa essere costituita da un unico forellino rotondo disposto nel piano di simmetria del guscio. Il numero dei fori dell'apertura cresce con l'ontogenesi; già quando sono in numero di tre essi tendono a disporsi secondo i vertici di un triangolo isoscele con la base in corrispondenza della superficie inferiore del setto; nelle logge adulte, questi fori, più numerosi, tendono a disporsi per lo più in una unica serie decorrente secondo una linea costituita da due rette convergenti verso il tetto della loggia e simmetriche rispetto al piano mediano del guscio.

In un esemplare, molto probabilmente una forma teratologica, si è osservato come accanto ai fori delle solite dimensioni siano presenti altri fori di dimensioni molto più grandi; in un altro, invece, per riassorbimento del materiale del guscio tra i fori, si è

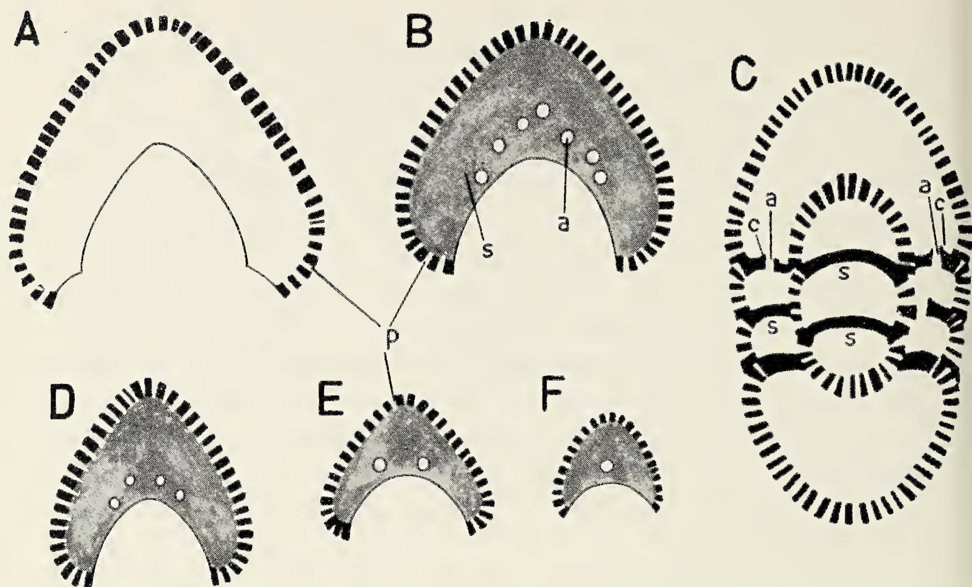


Fig. 7 — *Neoendothyra apenninica compressa.* Caratteri strutturali delle logge. Si è indicata in nero la porzione calcarea microgranulare del guscio, scura in sezione sottile; in bianco le sue apparenti perforazioni, chiare in sezione sottile. I simboli adottati sono i seguenti: a = fori dell'apertura cribrata, c = collaretti al centro dei quali si aprono i singoli pori, p = apparenti perforazioni del guscio, s = setti.

I disegni sono riproduzioni parziali, lievemente modificate, eseguite alla camera lucida, di esemplari in sezione sottile.

B, D, E, F mostrano logge in sezione assiale in cui il piano del taglio decorre nello spessore del setto per cui vengono messe in evidenza le aperture cribrate.

A. (Preparato: A. 2661.2). Loggia in sezione assiale.

B. (Preparato: A. 2661.11). Loggia in sezione assiale.

C. (Preparato: A. 2661.4). Sezione parallela all'asse di avvolgimento, interessante due giri di spira.

D. (Preparato: A. 2661.1). Loggia in sezione assiale.

E. (Preparato: A. 2661.10). Loggia in sezione assiale appartenente al primo giro di spira.

F. (Preparato: A. 2661.19). Loggia in sezione assiale appartenente al primo mezzo giro di spira. Non si esclude che in questa loggia la riduzione del numero dei fori dell'apertura cribrata ad uno soltanto possa attribuirsi ad un fenomeno teratologico.

In *Neoendothyra apenninica compressa* le pareti del guscio sono apparentemente perforate. In corrispondenza dei setti, però, queste apparenti perforazioni non sono evidenti. Ciò può attribuirsi ad una loro maggiore sottigliezza o alla loro mancanza; per questo motivo non compaiono nei setti dei disegni B, C, D, E, F. Tutti i disegni sono dedotti da paratipi.

Ingrandimento: circa 154 X.

venuta a formare un'apertura, unica, triangolare, apparentemente dentata.

Tipo d'avvolgimento: si è già detto come il tipo d'avvolgimento in *N. apenninica compressa* sia planispirale ed involuto; si è però osservato qualche esemplare in cui il primo giro, o l'intero avvolgimento, non abbraccia completamente la loggia iniziale con la conseguente formazione sui lati del guscio di ombelichi più o meno stretti e profondi. Lo stesso fenomeno è stato osservato occasionalmente anche in *N. apenninica.*

Andamento della spira: l'andamento della spira presenta in *N. apenninica compressa* gli stessi caratteri visti in *N. apenninica;* esso è, cioè, abbastanza regolare pur presentando una certa variabilità intraspecifica che si riflette nella variabilità dell'altezza delle logge e del diametro dei giri.

Dall'esame delle forme studiate in sezione assiale si rileva che l'altezza del guscio, tra la fine del primo e la fine del secondo giro, cresce rispettivamente da 0,141-0,316 mm. fino a 0,291-0,466 mm.; tra gli stessi limiti ora detti la larghezza, invece, varia da 0,091-0,166 a 0,150-0,300 mm.

Il rapporto tra la larghezza e l'altezza dei giri, cioè l'indice d'allungamento, è compreso tra 0,46 e 0,70. Questo rapporto tende ad essere superiore nel primo giro, dove varia tra 0,46 e 0,70, anzichè nel secondo in cui è compreso tra 0,46 e 0,69.

Olotipo: Tav. III, fig. 4.
Paratipi: Tav. III, figg. 5-7.
Località dell'olotipo e dei paratipi: pendici del versante meridionale di Monte Sorgenza, a Nord di Castellonorato, in provincia di Latina (tavoletta I. G. M., alla scala 1 : 25.000, 171 IV NE-Formia).

Caratteri petrografici e micropaleontologici del livello dell'olotipo e dei paratipi: sono gli stessi di quelli già visti per *Neoendothyra apenninica.*

Età e distribuzione geografica: circa l'età dei sedimenti con *N. apenninica compressa* valgono le stesse considerazioni esposte per *N. apenninica.* Anche la distribuzione geografica delle due forme è pro-

babilmente uguale; *N. apenninica compressa*, però, è stata riscontrata personalmente solo nei Monti Lattari e nei Monti Aurunci (Monte Sorgenza).

Rapporti e differenze: *Neoendothyra apenninica compressa* differisce da *N. apenninica* per:

— la forma delle logge, la loro larghezza e, conseguentemente, essendo l'altezza del guscio ai vari stadi ontogenetici più o meno uguale per le due forme, per l'indice d'allungamento;

— la disposizione dei fori dell'apertura cribrata, che, in *N. apenninica compressa*, si dispongono, per lo più, in una unica serie secondo due linee convergenti verso il tetto della loggia; in *N. apenninica*, invece, in una o due serie o addensati secondo una stretta fascia arcuata subparallela alla superficie inferiore del setto.

Nella popolazione comune ai paratipi di *N. apenninica* e *N. apenninica compressa*, come pure in altre popolazioni, si sono osservati, per quanto raramente, degli esemplari con caratteri intermedi tra le due forme. Si riscontra in questi la presenza, nell'ambito dello stesso individuo, di logge approssimativamente semicircolari, in sezione assiale, come quelle di *N. apenninica* e di logge cuoriformi come quelle di *N. apenninica compressa;* possono anche essere presenti logge con forma intermedia tra quelle ora dette.

Nelle figure 13-15 di tavola III abbiamo indicato i suddetti esemplari come forme di passaggio da *N. apenninica* a *N. apenninica compressa.* Gli individui figurati provengono dalla stessa località dei paratipi delle nuove forme citate e da uno strato sovrastante di qualche metro il livello di questi ultimi.

Napoli, Istituto di Paleontologia dell'Università, Dicembre 1966.

TABELLA 1.

NEOENDOTHYRA APENNINICA N. SP. E
NEOENDOTHYRA APENNINICA COMPRESSA N. SSP.

(Misure espresse in mm.)

		N. apenninica	*N. apenninica compressa*
	Diametro del proloculo	0,083-0,150	0,058-0,108
	Spessore pareti del proloculo	0,005-0,008	0,005-0,008
1° giro	Altezza del giro	0,233-0,333	0.200-0,266
	Larghezza del giro	0,175-0,250	0,091-0,166
	Larghezza/altezza del giro	0,65-0,85	0,52-0,70
	Altezza della sezione mediana dell'ultima loggia	0,070-0,091	0,054-0,083
	Spessore delle pareti dell'ultima loggia	0,008-0,016	0,007-0,010
	N° di logge del 1° giro	7-8	7-8
2° giro	Altezza del giro	0,433-0,583	0,374-0,466
	Larghezza del giro	0,283-0,366	0,150-0,300
	Larghezza/altezza del giro	0,62-0,78	0,46-0,62
	Altezza della sezione mediana dell'ultima loggia	0,091-0,141	0,083-0,133
	Spessore delle pareti dell'ultima loggia	0,015-0,017	0,008-0,012
	N° di logge del secondo giro	9-10,5	9-10,5

Tutte le misure riportate, ad eccezione di quelle esprimenti il numero delle logge per giro di spira, sono dedotte da esemplari in sezione assiale. *Neoendothyra apenninica compressa* non è differenziabile con sicurezza, in sezione mediana, dagli esemplari di *N. apenninica* che presentano valori bassi del diametro della loggia iniziale. In tutte le sezioni mediane osservate, il numero delle logge ad un determinato giro, è variabile in misura molto limitata e non sembra influenzato, in misura distintamente apprezzabile, dalla grandezza del proloculo. Si è attribuito, perciò, tanto a *N. apenninica* che a *N. apenninica compressa* lo stesso numero di logge per giro.

RIASSUNTO

Vengono esposti in questo lavoro i risultati fin'ora conseguiti nello studio delle successioni stratigrafiche continue di età turoniana e senoniana della Campania, depositatesi in un ambiente di piattaforma di bassa profondità, con caratteri di retroscogliera.

Questi sedimenti sono costituiti prevalentemente da calcilutiti e calcareniti, spesso più o meno dolomitiche, e dolomie.

Il colore delle rocce varia dall'avana al grigio-scuro; lo spessore da pochi centimetri fino a due metri.

Il passaggio dal Cenomaniano al Turoniano, non solo in Campania ma anche in tutto l'Appennino meridionale, è contrassegnato, nella facies che si considera, con buona approssimazione, dall'estinguersi della biozona a *Cisalveolina fallax* e dalla scomparsa o rapido declinare delle seguenti forme ben rappresentate nel Cenomaniano superiore:

Cisalveolina lehneri REICHEL
Rhapydionina dubia DE CASTRO
Rhapydionina laurinensis DE CASTRO
Rhipidionina casertana DE CASTRO
Nezzazzata simplex OMARA
Pseudolituonella reicheli MARIE
Chrysalidina cfr. *gradata* D'ORBIGNY
Nummoloculina heimi BONET
Biconcava bentori HAMAOUI
Biplanata sp.
Trocholina sp.
Coxites sp.
Vidalina spp.

Le note più salienti delle microfacies turoniane sono rappresentate da:

— minore rarità di foraminiferi a guscio calcareo perforato rappresentati da piccole forme, alcune delle quali affini ad *Anomalinidae*.

— comparsa e diffusione progressiva di *Neoendothyra apenninica*.

— rifiorire rigoglioso delle *Thaumatoporella*.

— diffusione di *Aeolisaccus kotori*, che per quanto fosse presente anche nel Cenomaniano vi compariva, però, saltuariamente.

I caratteri ora elencati si rinvengono anche nelle microfacies senoniane; sono, però, presenti in queste ultime delle specie esclusive di esse. e

Lo spessore dei sedimenti turoniani, calcolato dalla fine della biozona a *Cisalveolina fallax* all'inizio dei calcari con *Accordiella conica* è di circa 180 metri.

Nelle microfacies senoniane si rinvengono oltre ai fossili del Turoniano già detti, anche altri che permettono di differenziare i due piani. I fossili più indicativi, sotto questo punto di vista, sono: *Accordiella conica* FARINACCI, *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Nummoloculina robusta* TORRE.

La distinzione dei livelli senoniani da quelli turoniani si può effettuare anche in base al concorso di altri caratteri i quali, però, se presi singolarmente, non permettono con certezza una sicura attribuzione d'età. Questi caratteri sono costituiti da:

— maggiore varietà dei foraminiferi a guscio calcareo perforato tra i quali, oltre alle forme prima citate a proposito del turoniano, si possono riconoscere, tra le altre, delle *Rotaliidae*.

— Diffusione di *Neoendothyra apenninica* i cui esemplari sembrano acquistare, in questo piano, le maggiori dimensioni.

— Comparsa, nei livelli più alti del Senoniano, di *Rhapydionina liburnica* STACHE e *Keramosphaera tergestina* STACHE.

— Frequenza di vere *Barkerina*, di *Hauerina* e *Dicyclina*. Questi generi, se anche presenti in piani più antichi, sembrano acquistare, ora, le maggiori dimensioni e la maggiore diffusione.

Lo spessore dei sedimenti accumulatosi durante il Senoniano è veramente notevole. Dallo studio di alcune serie stratigrafiche campionate nella Penisola Sorrentina, sembra che esso non sia inferiore a 550 metri.

Alla luce delle conoscenze acquisite fin'ora il Senoniano risulta facilmente individuabile, in microfacies, grazie alla presenza di *Accordiella conica*, mi sembra perciò utile, ai fini stratigrafici, contraddistinguere questo piano con una cenozona caratterizzata da *Accordiella conica* e da *Neoendothyra apenninica* la quale raggiunge la massima diffusione nel Senoniano.

Neoendothyra apenninica è la specie tipo del nuovo genere *Neoendothyra* (famiglia *Endothyridae*, sottofamiglia *Haplophragmellinae*); essa rappresenta, allo stato attuale delle conoscenze, l'ultimo rappresentante della famiglia *Endothyridae*, la quale era nota sino ad ora, solo nel Perno-Carbonifero.

SUMMARY

In this work I deal with results so far achieved in studying continuous stratigraphic sequences in Campania (Southern-Italy) of Turonian and Senonian stage, which were originated in an environment of shallow water with back-reef facies.

These sediments are mainly calcilutites and calcarenites, often more or less dolomitic, and dolomites.

The colour of rocks varies from light brown to dark grey; the thickness ranges from few centimeters up to two meters.

Cenomanian-Turonian boundary, not only in Campania but all over Southern Appennines, is characterzied, in this facies, by extinction of *Cisalveolina fallax* biozone and also by disappearance or fast decrease of the following microfossils well represented in Upper Cenomanian:

Cisalveolina lehneri REICHEL
Rhapydionina dubia DE CASTRO
Rhapydionina laurinensis DE CASTRO
Rhipidionina casertana DE CASTRO
Nezzazzata simplex OMARA
Pseudolituonella reicheli MARIE
Chrysalidina cfr. gradata D'ORBIGNY
Nummoloculina heimi BONET
Biconcava bentori HAMAOUI
Biplanata sp.
Trocholina sp.
Coxites sp.
Vidalina spp.

The most important characters of Turonian microfacies are represented by:

— minor rarity of foraminifera with calcareous perforated test represented by small specimens of which some are similar to *Anomalinidae.*

— appearance and progressive diffusion of *Neoendothyra apenninica.*

— reappearance in a large quantity of *Thaumatoporella.*

— large occurrence of *Aeolisaccus kotori,* which was already present during the Cenomanian stage but with few specimens.

The above mentionned characters are also found among the Senonian facies; however during the Senonian stage some species are present which characterize it and therefore allow us to distinguish them from the others.

The thickness of Turonian sediments from the end of *Cisalvaolina fallax biozone* up to the beginning of limestones with *Accordiella conica* is about 180 meters.

The most typical microfossils of the Senonian stage are:

Accordiella conica Farinacci

Rotorbinella scarsellai Torre

Nummoloculina robusta Torre

The Senonian stage also differs from Turonian because of other characters that, however, considered individually, do not permit a certain attribution of age. These characters are as followes:

— major variety of foraminifera with calcareous perforated test among which, besides the fossils I have mentionned about the Turonian stage, it is possible to recognize *Rotaliidae.*

— large occurrence of *Neoendothyra apenninica,* the specimens of which acquire, in this stage, larger sizes.

— occurence of real *Barkerina,* of *Hauerina* and *Dicyclina.* These genera, even though present during the oldest stages, seem now to acquire larger sizes and diffusion.

— occurence in the Upper Senonian of *Rhapydionina liburnica* Stache and *Keramosphaera tergestina* Stache.

The thickness of Senonian stage is really notable. A study carried out on stratigraphic sequences of Penisola Sorrentina, allows us to state that it is not less than 550 meters.

According to knowledge so far acquired, the Senonian stage can be easily recognized, as to microfacies, because of presence of *Accordiella conica.* Therefore I think it is of great advantage, for stratigraphic purposes, to distinguish this stage with a cenozone characterized by *Accordiella conica* and *Neoendothyra apenninica* that reaches the largest diffusion during Senonian stage.

Neoendothyra apenninica is type-species of the new genus *Neoendothyra* (family *Endothyridae,* subfamily *Haplophragmellinae*); it is, at the moment, the latest representative of the family *Endothyridae,* that so far had been found only in the Permian-Carboniferous terrains.

The description, in the following summary, of the new genus, of its type-species and of sub-species *Neoendothyra apenninica compressa*, is based on specimens found in thin sections from the same rock sample.

Gen. NEOENDOTHYRA n. gen.
Type-species: *Neoendothyra apenninica* n. sp.

Diagnosis: test planispiral, with one calcareous microgranular layer, apparently perforate. Aperture cribrate which, in the adult stage, presents pores arranged along one or several rows or irregularly distributed within a narrow and arched band subparallel to the axial section of the chambers.

Neoendothyra apenninica n. sp.
(Figg. 5-6; tab. I-II; tab. III, figg. 1-3, 9-12)

Diagnosis: test free, with one calcareous microgranular layer, apparently perforate, exterior smooth, planispiral involute enrolled, without uncoiled stage. Chambers approximatively semicircular in axial section. Sutures straight, except near umbilicus, smooth or only slightly depressed. Aperture cribrate with pores, furnished with minute necks, arranged along one or two rows or irregularly distributed within a narrow and arched band subparallel to the axial section of the chamber walls; they are not scattered on the apertural face.

Neoendothyra apenninica compressa n. sp.
(Fig. 7; tab. III, figg. 4-8)

Diagnosis: test free, with one calcareous microgranular layer, apparently perforate, exterior smooth, planispiral involute enrolled, without uncoiled stage. Chambers approximatively heart-shaped in axial section. Sutures straight, except, probably, near umbilicus, smooth or only slightly depressed. Aperture cribrate with few pores, furnished with minute necks, generally arranged along one row. This row runs along two lines which are symmetric in regard to the median section of the test and convergent towards the chamber roof.

BIBLIOGRAFIA

Agip Mineraria.

1959. *Microfacies italiane (dal Carbonifero al Miocene medio).* 35 pp., 2 figg., 145 tavv. (S. Donato Milanese).

Allard P. L., Cuvillier J., Dalbiez F., Delmas M., Dufaure Ph., Faber J., Francois S., Gubler Y., Lacassagne M. R., Laplaiche N., Lys M., Maillard J., Malmoustiers G., Marie P., Maync W., Neumann M., Nouet G., Perebaskine V., Seronie-Vivien M., Sigal J.

1959. *Les foraminiféres et le Crétacé supérieur français. Mise au point et données nouvelles.* 84° Congrès des Sociétés savantes; pp. 591-660.

Arkin Y. e Braun M.

1965. *Type sections of upper Cretaceous formations in the Northern Negev (Southern Israel).* Geol. Survey Israel, Stratigraphic sections; N° 2a, pp. 1-19, 7 figg. (Jerusalem).

Arkin Y., Braun M., Hamaoui M., Raab M. e Starinsky A.

1965. *Type sections of Cretaceous formations in the Jerusalembet sjemesh area.* (I: Arkin Y., Braun M. e Starinsky A., *Lithostratigraphy*), (II: Hamaoui M. e Raab M., *Biostratigraphy*), Geol. Survey Israel, Stratigraphic sections; N° 1, pp. 1-42, 6 tavv., 16 tabb. (Jerusalem).

Bignot G.

1966 a. *Le Crétacé supérieur et l'Éocène inférieur de la région de Vremski Britof (Slovénie, Yougoslavie). Étude preliminaire.* Acad. Sc. Paris, comptes rendus; ser. D, vol. 262, pp. 1198-1200. (Paris).

1966 b. *L'association Charophytes-Foraminifères dans lec calcaires « liburniens » d'Istrie (limite Crétacé-Tertiaire, Italie-Yougoslavie).* Soc. Géol. France, Comptes Rendus Somm. Séances; 1966, fasc. 2, pp. 56-57, 1 fig. (Paris).

Buser S.

1965. *Stratigraphic position of the beds with Keramosphaerina (Bradya) tergestina (STACHE) in slovenian dinarids.* Geologija; vol. 8, pp. 130-134, 4 figg. (Ljubliana).

Colacicchi R.

1966. *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche.* Soc. Geol. Italiana, Mem.; vol. 5, pp. 1-18, 2 figg. (Pisa).

Colacicchi R. e Praturlon A.

1965. *Stratigraphical and paleogeographical investigations on the Mesozoic shelf-edge facies in eastern Marsica (central Apennines, Italy).* Geol. Romana; vol. 4, pp. 89-118, 11 figg., 3 tavv. (Roma).

Crescenti U.

1966. *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche.* Soc. Geol. Italiana, Boll.; vol. 85, pp. 541-579, 3 figg. (Roma).

D'Argenio B.
1962. *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* Soc. Geol. Italiana, Mem.; vol. 4, 53 pp., 10 figg., 8 tavv. (Bologna).

De Castro P.
1965. *Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretacico della Campania. Note stratigrafiche sul gruppo montuoso del Tifata.* Soc. nat. Napoli, Boll.; vol. 74 (1965), pp. 317-372, 9 figg., 22 tavv. (Napoli).

Devoto G.
1964. *Il passaggio Cretaceo-Paleocene nei Monti Lepini e il problema relativo a Keramosphaera tergestina (Foraminifera).* Geol. Romana; vol. 3, pp. 49-64, 2 figg., 4 tavv. (Roma).
1964. *Zone ad Alveolinidae nel Cretaceo e Paleocene del Lazio ed Abruzzo.* Geol. Romana; vol. 3, pp. 405-414, 2 tavv. (Roma).

Farinacci A.
1962. *Nuovo genere di Verneuilinidae (Foraminifera) marker di zona del Senoniano inferiore.* Geol. Romana; vol. 1, pp. 5-10, 1 fig., 5 tavv. (Roma).
1965. *Lafitteina marsicana, nuova specie di rotalide nel calcare maastrichtiano a Rhapydionina liburnica di M. Turchio (Marsica).* Riv. Ital. Paleont.; vol. 71, n. 4, pp. 1251-1262; 1 fig., 3 tavv. (Milano).

Farinacci A. e Radoicic R.
1964. *Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne.* La ricerca Scientifica, (2); vol. 7, n. 2, pp. 269-284, tavv. 1-15 (Roma).

Hamaoui M.
1965. *Biostratigraphy of the Cenomanian type Hazera formation.* Geol. Survey Israel, Stratigraphic sections; N° 2b, pp. 1-27. 15 tavv., 4 tabb. (Jerusalem).

Hamaoui M. e Raab M.
1965. *Biostratigraphy of the type Shivta and Nezer formations.* Geol. Survey Israel, Stratigraphic sections; N° 2b, pp. 1-27, 15 tavv., 4 tabb. (Jerusalem).

Hottinger L.
1966. *Foraminifères rotaliformes et orbitoïdes du Sénonien inférieur pyrénéen.* Eclogae geol. Helv.; vol. 59, n° 1, pp. 277-301, 11 figg., 6 tavv. (Basel).

Ietto A.
1963. *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei Monti di Caserta.* Soc. Nat. Napoli, Boll.; vol. 72, pp. 97-107, 1 fig., 6 tavv. (Napoli).

Loeblich A. R. e Tappan H. in Moore C.
1964. *Treatise on invertebrate paleontology. Part C. Protista 2. Sarcodina. Chiefly « Thecamoebians » and Foraminiferida.* Vol. 1 e 2; 900 pp., 653 figg.. (Lawrence, Kansas).

Marini M. e Andrei E.
1966. *Lembi paleocenici ed eocenici nel Cilento settentrionale (Salerno).* Ist. Geol. Università Genova, Atti; vol. 4, fasc. 1, pp. 182-201, 4 tavv., 1 carta geologica. (Genova).

Montanari L.

1964. *Geologia del Monte Pellegrino (Palermo).* Riv. Miner. Siciliana; Anno XV, n. 88-90, 64 pp., 17 figg., 20 tavv. (Palermo).

Papetti I. e Tedeschi D.

1965. *Nuovo genere di formaminifero del Santoniano Superiore.* Geol. Romana; vol. 4, pp. 119-128, 8 figg. (Roma).

Paradisi A. e Sirna G.

1965. *Osservazioni geologiche e paleontologiche sulla struttura compresa tra la Vallelonga e la valle del Sangro (Marsica Occidentale).* Geol. Romana; vol. 4, pp. 145-160, 13 figg., 2 tavv. (Roma).

Pieri M.

1966. *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale.* Geol. Romana; vol. 5, pp. 407-424, 3 figg. (Roma).

Polsak A.

1963. *Stratigraphie du Crétacé des Lacs de Plitvice et de la montagne de Licka Pljesevica en Croatie.* Geoloski Vjesnik; vol. 15/2, pp. 411-434, 4 tavv. (Zagreb).

1965. *Géologie de l'Istrie méridionale spécialement par rapport à la biostratigraphie des couches crétacées.* Geoloski Vjesnik; vol. 18, pp. 416-509, 2 figg., 7 tabb., 2 tavv. (Zagreb).

Praturlon A.

1966. *Algal assemblages from Lias to Paleocene in Southern Latium-Abruzzi: a review.* Soc. Geol. Italiana, Boll.; vol. 85, pp. 167-194, 16 figg., 1 tab. (Roma).

Radoicic R.

1960. *Microfacies du Crétacé et du Paleogene des Dinarides externes de Yougoslavie.* Institut des recherches géologiques de la R. P. Crna Gora; vol. IV, livre 1, serie A; Micropaléontologie (Titograd).

Rauzer-Chernousova D. M. e Fursenko A. V. in Orlov Y. A.

1959. *Osnovy paleontologii.* Akad. Nauk SSSR. (« *Fundamentals of paleontology* ». Tradotto dal Russo per l'Israel Program for Scientific Translation; 728 pp., 1096 figg., 13 tavv., Jerusalem, 1962) (Moskva).

Saint-Marc P.

1966. *Etude micropaléontologique du Cenomanien et du Turonien de Roquefort-des-Landes.* Soc. Géol. France, Comptes Rendus Somm. Séances; 1966, fasc. 8, pp. 296-298, 1 fig. (Paris).

Sartoni S. e Crescenti U.

1963. *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale.* Giornale Geol., Ann. Mus. Geol. Bologna; ser. 2, vol. 29, pp. 161-302, 1 tab., 42 tavv. (Bologna).

Sgrosso I.

Note biostratigrafiche sul Cretacico di Monte Vesole. Soc. Nat. Napoli, Boll. (lavoro in preparazione).

Shadmon A.
1959. *The Bi'na Limestone.* Geol. Survey, Bull.; n° 34, pp. 1-4, 1 fig., 1 tab., 1 tav. (Jerusalem).

Sigal J. in Piveteau J.
1952. *Traité de Paléontologie. Vol. I, Ordre des Foraminifera.* pp. 137-178 e 192-301, 110 figg., 9 tabb., 29 tavv. (Paris).

Torre M.
1965. *Osservazioni su Accordiella conica Farinacci (Foraminiferida).* Soc. Nat. Napoli, Boll.; vol. 74, pp. 261-266, 1 tav. (Napoli).
1966. *Alcuni foraminiferi del Cretacico superiore della Penisola Sorrentina.* Soc. Nat. Napoli, Boll.; vol. 75, (Napoli).

TAVOLA I

Neoendothyra apenninica n. sp.

Fig. 1. — Olotipo. Sezione assiale.
Preparato: A. 2661.29.

Figg. 2-7. — Sezioni assiali.
Preparati: A. 2661.43 (fig. 2), A. 2661.22 (fig. 3), A. 2661.9 (fig. 4), A. 2661.3 (fig. 6), A. 2661.40 (fig. 7).

Figg. 8-12. — Sezioni mediane.
Preparati: A. 2661.17 (fig. 8), A. 2661.15 (fig. 9), A. 2661.41 (fig. 10), A. 2661.12 (fig. 11), A. 2661.36 (fig. 12).

Fig. 13. — Sezione parallela all'asse, interessante un giro di spira.
Preparato: A. 2661.9.

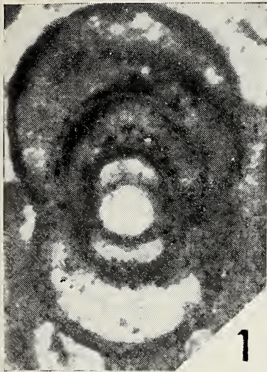
Per tutte le figure:

Ingrandimento: circa 75 X.

Località: Pendici meridionali di Monte Sorgenza, a Nord di Castellonorato, in provincia di Latina (tavoletta I.G.M.: 171 IV NE-Formia).

Età: Senoniano.

N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.

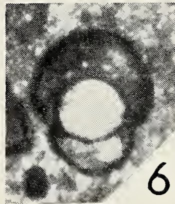

1


2

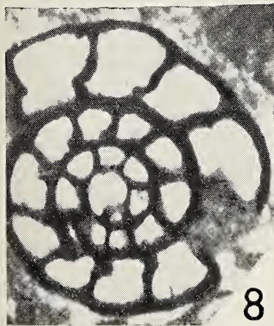

3

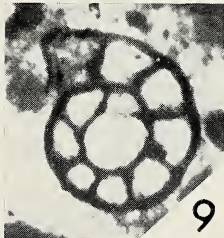

4

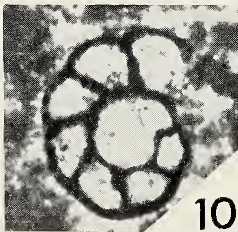

5

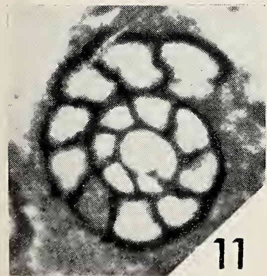

6

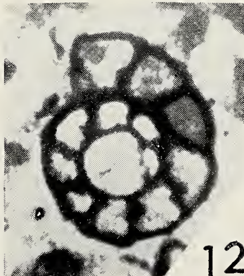

7


8


9


10


11


12

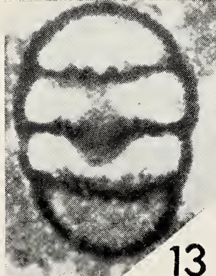

13

TAVOLA II

Neoendothyra apenninica n. sp.

Fig. 1. — Sezione parallela all'asse; interessante tre giri di spira. Il piano del taglio è tangente al giro più interno per cui è visibile la struttura delle pareti del guscio.
Preparato: A. 2661.15.

Figg. 2-3. — Sezioni parallele all'asse, interessanti due giri di spira.
Preparati: A. 2661.1 (fig. 2), A. 2661.29 (fig. 3).

Fig. 4. — Sezione subassiale.
Preparato: A. 2661.7.

Figg. 5-6. — Sezioni oblique interessanti un giro di spira.
Preparati: A. 2661.6 (fig. 5), A. 2661.30 (fig. 6).

Figg. 7-8. — Sezioni parallele all'asse, interessanti un giro di spira, in fig. 7, due giri in fig. 8.
Preparati: A. 2661.7 (fig. 7), A. 2661.16 (fig. 8).

Figg. 9-11. — Sezioni perpendicolari all'asse, decorrenti, in alcuni punti, nello spessore della parete del guscio di cui mostrano, perciò, la struttura.
Preparati: A. 2661.42 (fig. 9), A. 2661.4 (fig.10), A. 2661.33 (fig. 11).

Per tutte le figure:

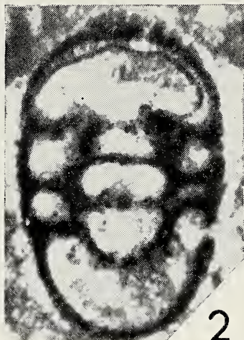
Ingrandimento: circa 75 X.

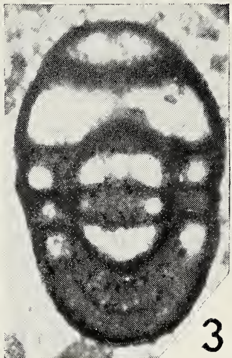
Località: Pendici meridionali di Monte Sorgenza, a Nord di Castellonorato, in provincia di Latina (tavoletta I.G.M.: 171 IV NE-Formia).

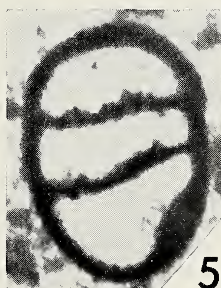
Età: Senoniano.

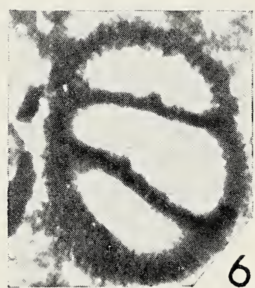
N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e fanno parte dello stesso campione di roccia.


1


2

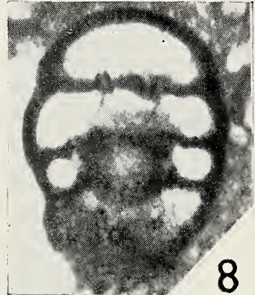

3


5


6


4


7


8


9


10


11

TAVOLA III

Figg. 1-3 *Neoendothyra apenninica* n. sp.

Fig. 1. — Sezione obliqua interessante tre giri di spira.
Preparato: A. 2661.44.

Fig. 2. — Sezione obliqua interessante due giri di spira. Il piano del taglio è quasi tangenziale al giro di spira più interno.
Preparato: A. 2661.14.

Fig. 3. — Sezione perpendicolare all'asse, interessante un giro di spira e decorrente nello spessore delle pareti del guscio nelle porzioni superiore ed inferiore sinistre della figura.
Preparato: A. 2661.26.

Figg. 4-8. — *Neoendothyra apenninica compressa* n. ssp.

Fig. 4. — Olotipo. Sezione assiale. Preparato: A. 2661.19.

Fig. 5-7. — Sezioni assiali.
Preparati: A. 2661.21 (fig. 5), A. 2661.5 (fig. 6), A. 2661.10 (fig. 7).

Fig. 8. — Sezione subassiale. Preparato: A. 2661.11.

Figg. 9-12. — *Neoendothyra apenninica.*

Fig. 9. — Sezione assiale. Preparato: A. 2662.2.

Fig. 10. — Sezione obliqua. Preparato: A. 1305.20.

Fig. 11. — Sezione quasi perpendicolare all'asse. Preparato: A. 2662.7.

Fig. 12. — Sezione quasi parallela all'asse, interessante un giro di spira. In questo esemplare sono particolarmente evidenti e sviluppati i collaretti dei fori dell'apertura cribrata. Preparato: A. 1305.6.

Figg. 13-15. — Forme di passaggio da *Neoendothyra apenninica* a *N. apenninica compressa.* Negli esemplari delle figure 13 e 15 la forma delle logge dell'ultimo mezzo giro non è troppo diversa dalla forma delle logge di *N. apenninica* in sezione assiale. Nell'esemplare di figura 14 è tutto l'ultimo giro che presenta questo carattere.
Preparati: A. 2662.9 (fig. 13), A. 2662.19 (fig. 14), A. 2662.9 (fig. 15).

Località: Figg. 1-9, 11, 13-15: pendici meridionali di Monte Sorgenza, a Nord di Castellonorato, in provincia di Latina (tavoletta I.G.M.: 171-IV NE-Formia). Figg. 10, 12: collina a Sud di S. Agnello (tavoletta I.G.M.: 196 I NE-Sorrento).

Per tutte le figure:
Ingrandimento: circa 75 X.
Età: Senoniano.

N.B. - Tutti gli esemplari figurati sono paratipi e provengono dallo stesso campione di roccia; fanno eccezione quelli delle figure da nove a quindici. Tra questi ultimi quelli corrispondenti ai numeri 9, 11, 13, 14, 15 provengono da uno strato che sovrasta allo strato dei paratipi di un paio di metri; quelli delle figure 10, 12 dalla località sopra indicata della tavoletta Sorrento.

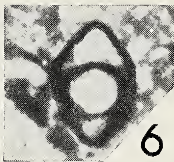

1

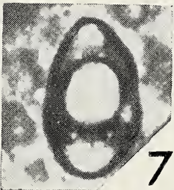

2


3


4

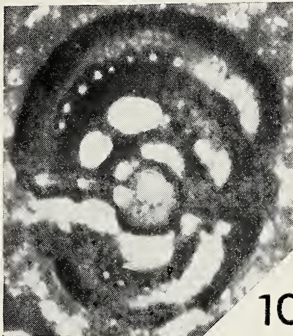

5

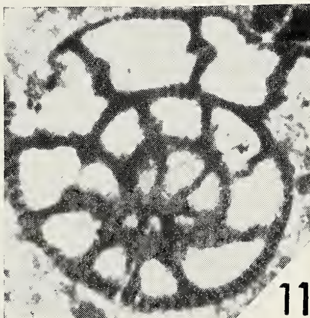

6

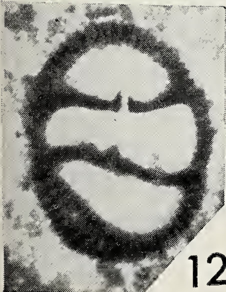

7

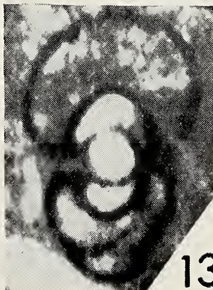

8


9


10


11


12


13


14


15

TAVOLA IV

Microfacies con *Neoendothyra apenninica* (nella porzione centrale sinistra della figura), *N. apenninica compressa* (nella parte centrale inferiore destra della figura), textularidi, miliolidi ed alghe (*Thaumatoporella*).

Caratteri petrografici e micropaleontologici del campione relativo alla microfacies figurata: calcarenite organogena con matrice microcristallina parzialmente in via di ricristallizzazione e clasti costituiti quasi esclusivamente da gusci di foraminiferi. Questi ultimi sono rappresentati da *Textulariidae*, *Lituolidae*, *Endothyridae*, *Ataxophragmiidae*, *Dicyclinidae*, *Pavonitidae*, *Miliolidae*, *Soritidae*, *Nubeculariidae*, rotalidi. Oltre ai foraminiferi è presente con una certa frequenza *Aeolisaccus kotori* mentre piuttosto rare sono le alghe rappresentate per lo più da *Thaumatoporella* e cianoficee.

Preparato: A. 2661.11.

Ingrandimento: circa 34 X.

Località: pendici meridionali di Monte Sorgenza a nord di Castellonorato in provincia di Latina (tavoletta I.G.M.: 171 IV NE-Formia).

Età: Senoniano.

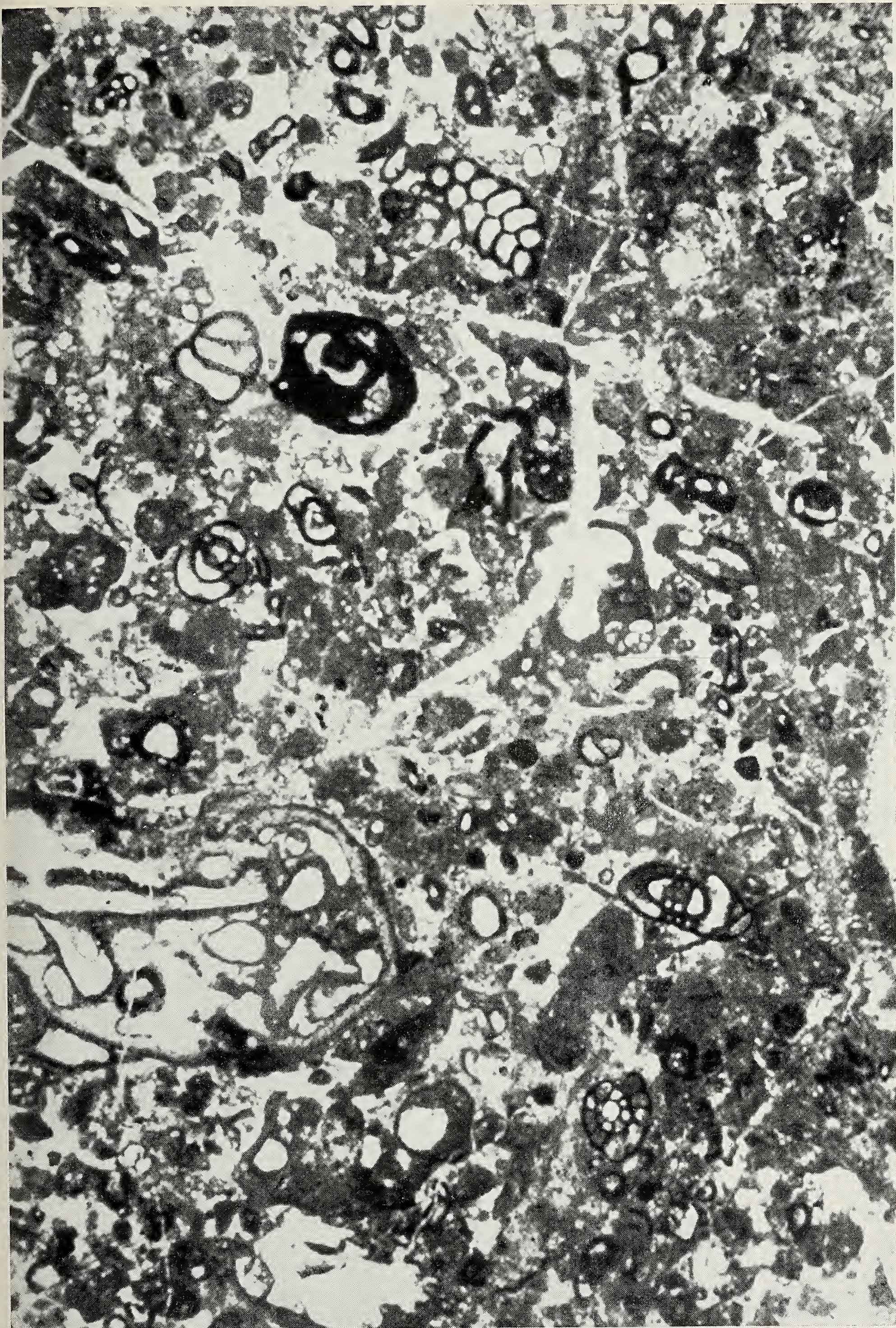


TAVOLA V

Microfacies con *Neoendothyra apenninica*, *Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

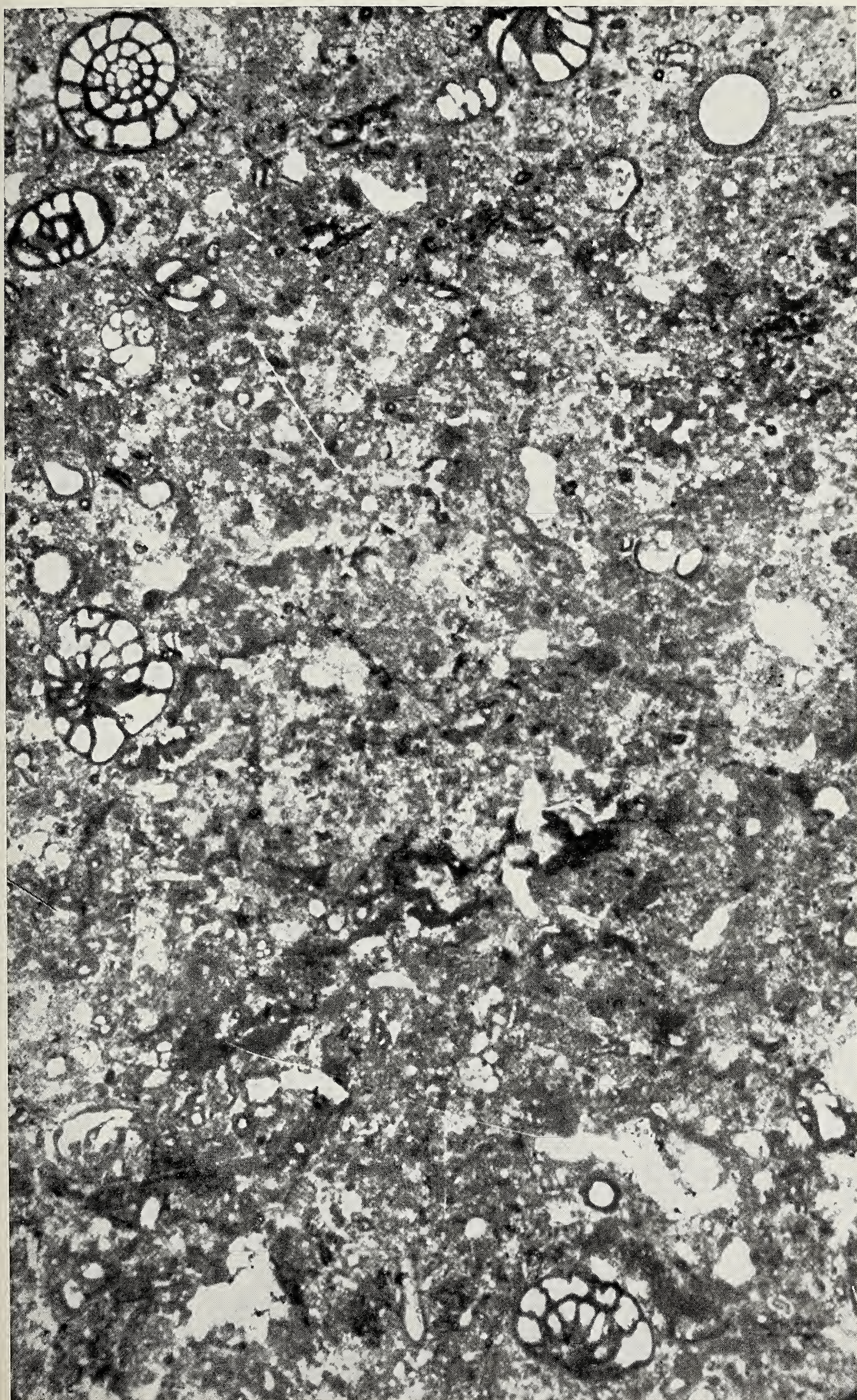
Caratteri petrografici e micropaleontologici del campione relativo alla microfacies figurata: calcarenite organogena a matrice microcristallina e clasti costituiti quasi esclusivamente da gusci di foraminiferi ed alghe (*Thaumatoporella*). I foraminiferi sono rappresentati, per lo più, da *Endothyridae*, *Textulariidae*, *Ataxophragmiidae*, *Dicyclinidae* e rotalidi.

Preparato: A. 3524.

Ingrandimento: circa 34 X.

Località: cava in località Efanto, al limite superiore della tavoletta I.G.M.: 209 I NO-Gioi.

Età: Senoniano.



Caratteristiche del vento a Napoli I. F. T. con nota sulla variazione giornaliera del vento medio

Nota del socio ANTONINO PALUMBO

(Tornata del 22 dicembre 1966)

PARTE I.

1. Premessa.

Ad integrazione della pubblicazione dei dati meteorologici e dei relativi andamenti giornalieri ed annuali riguardanti l'Osservatorio Meteorologico dell'Istituto di Fisica Terrestre dell'Università di Napoli, si riportano i valori medi mensili, stagionali ed annuali delle frequenze, dell'intensità e della somma delle velocità medie orarie del vento spirato secondo 8 direzioni principali e si esaminano, in particolare, gli andamenti annuali e quelli giornalieri dei parametri allo studio.

In generale, l'esame in argomento viene condotto in base ai dati riguardanti l'intensità e le frequenze relativi alle ore sinottiche. L'indagine attuale è stata svolta partendo invece dai dati orari, attribuendo a ciascun valor medio ed andamento un indice di variabilità, poi criticato; esaminando oltre ai dati dell'intensità e delle frequenze, i valori medi e gli andamenti della somma delle velocità medie orarie e studiando i dati di una effettuata ripartizione delle frequenze per intervalli assegnati di intensità, onde poter disporre di un maggior numero di elementi che si sono mostrati utili per la individuazione delle caratteristiche e della natura dei venti.

2. Dati.

2.1. *Rilevamento*: I valori medî si riferiscono al ventennio 1944-63 (estremi inclusi). Lo spoglio è stato eseguito, sugli anemogrammi dell'anemografo « Fascianelli » fino al giugno 1958 e successivamente su quelli dell'anemografo SIAP VT/130, da colleghi dell'Istituto e dallo scrivente. I valori medi mensili, stagionali ed annuali sono stati ottenuti mediando quelli biorari. L'analisi degli scarti ha mostrato la comparabilità dei valori riguardanti i due periodi '944/58 e 58/63 a meno dei venti spiranti con intensità non superiore ad 1 km/h che pertanto non sono stati presi in esame; le frequenze risultano comunque calcolate rispetto all'intero periodo.

2.2. *Esposizione dei valori*: I dati medî biorari della frequenza, dell'intensità e della somma delle velocità medie orarie del vento spirato sono riportati, per ciascuna delle direzioni esaminate, rispettivamente nelle Tab. 1-8; 1a-8a; 1b-8b. Nelle tabelle stesse figurano anche i valori medî mensili stagionali ed annuali che sono stati rappresentati nella Tavola 1.

Gli andamenti annuali sono stati riportati nella Tavola 2; quelli giornalieri nelle Tavole III-VIII (*).

Nella tabella 9 sono riportati, per direzione e separatamente per mese, stagione ed anno, le ripartizioni percentuali delle frequenze secondo diversi intervalli di intensità. Nella Tavola IX viene data una rappresentazione stagionale ed annuale di tale distribuzione. Nella Tab. 10 la predetta distribuzione è riportata secondo i valori biorari.

Nella tabella 11 sono riportati gli intervalli di variabilità dei singoli parametri all'esame, computati come scarti probabili dal valor medio, espressi in percento rispetto ai corrispondenti dati medi. Nella Tabella 12 sono esposti gli stessi indici di variabilità riferiti alle escursioni dei singoli andamenti giornalieri.

Nella Tab. 13 sono infine esposti i valori percentuali delle calme ed i relativi andamenti giornalieri secondo i mesi, le stagioni e l'anno.

(*) Per economia di spazio non sono state riportate alcune indicazioni riguardanti le direzioni di E ed W, meno frequenti.

2.3. *Intervalli di variabilità dei valori medî e degli andamenti giornalieri*: Lo scarto probabile dal valor medio, assunto come intervallo di variabilità, è stato determinato, per i dati medî, in base alle differenze (C — O) tra i dati relativi a ciascun anno e quelli concernenti l'intero periodo esaminato. Per le variazioni giornaliere, tale indice di variabilità è stato computato in base alle differenze (C — O) dei singoli scostamenti orari dal valor medio, per ogni anno, dai corrispondenti valori relativi al ventennio.

In valore assoluto, gli scarti dalla media dei singoli dati annuali non differiscono molto tra loro; la distribuzione degli scarti nel corso degli anni si presenta inoltre del tutto irregolare e pertanto i dati all'esame risultano comparabili.

Dall'esame dei dati delle Tab. 11 e 12 si rileva che gli indici di variabilità, riguardanti i valori medî, risultano notevolmente maggiori di quelli relativi agli andamenti giornalieri.

La maggiore variabilità dei dati medî è da porre in relazione alla configurazione barica su vasta scala ed alle sue modificazioni nel tempo che risultano mutevoli da un anno all'altro; gli andamenti giornalieri, rivelanti invece carattere di brezza, sono legati alle vicende termiche locali le cui variazioni diurne sono più regolari ed uniformi nel tempo (1).

Gli intervalli di variabilità relativi ai valori annuali e stagionali delle frequenze risultano superiori rispetto ai dati corrispondenti delle intensità, in quanto la frequenza delle direzioni di provenienza risulta mutevole da un anno all'altro perchè dipende dalla configurazione barica e dalle modificazioni di questa nel tempo, mentre le velocità medie dei venti, correlati ai gradienti di pressione, risultano, in generale meno variabili.

Pegli andamenti giornalieri, gli indici di variabilità dell'intensità e della frequenza sono invece dello stesso ordine di grandezza, perchè, le variazioni giornaliere, connesse alle vicende termiche locali, si presentano con maggior uniformità.

3. Valori medi annuali e stagionali.

3.1. *Intensità*: In tutte le stagioni il vento di E ha spirato con velocità media esigua; il NE ed il SE risultano invece intensi in ogni mese.

3.2. *Frequenze*: In tutte le stagioni risultano meno frequenti i venti di E e di W; in inverno ed in autunno sono più frequenti (in ordine decrescente) il N, NW ed il NE; in primavera ed in estate è dominante il vento di SE.

3.3. *Somma delle velocità medie orarie*: I valori relativi alle direzioni E ed W risultano notevolmente esigui in tutte le stagioni. In inverno ed in autunno prevalgono i dati delle direzioni settentrionali, in primavera ed in estate quelli delle direzioni meridionali. I valori mensili del SE risultano sempre notevoli; essi prevalgono rispetto a tutti gli altri in estate ed in primavera.

4. Andamenti annuali.

4.1. *Intensità*: Il N presenta valori pressappoco costanti nel corso dell'anno; il NW, caratteristico vento di brezza dei mesi più caldi presenta andamento annuale con valori crescenti dall'inverno all'estate. Il NE, SE, S e SW seguono andamenti inversi, cioè crescenti dall'estate all'inverno, in fase con la variazione annuale della frequenza delle perturbazioni.

4.2. *Frequenze*: I valori mensili delle frequenze presentano variazioni a periodo annuale abbastanza regolari; quelli relativi alle direzioni dei quadranti settentrionali risultano crescenti dall'estate all'inverno. Le frequenze dei venti dei quadranti meridionali seguono andamenti annuali, pure regolari, con valori crescenti dall'inverno all'estate; pertanto i venti meridionali risultano più frequenti e meno intensi in estate, allorquando cioè hanno carattere prevalente di brezza e meno frequenti e più intensi in inverno perchè connessi col passaggio delle perturbazioni generalmente di origine atlantica.

4.3. *Somma delle velocità medie orarie*: La somma dei valori relativi alle tre direzioni orientali, in tutte le stagioni, risulta inferiore a quella delle tre direzioni occidentali; ciò in relazione ai movimenti connessi con la circolazione generale dell'atmosfera alle latitudini medie, all'esposizione della stazione ed alla configurazione orografica della Penisola.

La differenza tra i dati relativi alle tre direzioni settentrionali e quelli delle direzioni meridionali presenta variazioni regolari a periodo annuale: da aprile a settembre risultano prevalenti i valori relativi ai venti settentrionali; negli altri mesi quelli meridionali. Il rapporto fra il totale dei dati relativi alle direzioni settentrionali e meridionali mostra un andamento annuale regolare con massimo in inverno e minimo in estate.

5. Andamenti giornalieri.

5.1. *Intensità*: I valori biorari dell'intensità media, relativi all'intero periodo esaminato ed a tutte le direzioni, calcolati scalarmente, presentano andamenti giornalieri abbastanza regolari con caratteristiche analoghe a quelle della variazione diurna della temperatura. Anche i dati biorari (relativi all'intero anno, per quasi tutte le stagioni e le diverse direzioni) presentano andamenti analoghi.

Ciò in quanto l'andamento giornaliero dell'intensità del vento dipende dalla variazione diurna del gradiente orizzontale della pressione, conforme a quella termica, determinato dalla disuniformità della natura del suolo ed esaltato dai moti verticali e perciò più accentuato in estate e nelle stazioni costiere: durante le ore di massimo riscaldamento si determinano poi delle stratificazioni instabili dell'aria a contatto col suolo che intensificano i moti verticali che risultano invece attenuati durante la notte; di conseguenza, nelle ore pomeridiane, si verifica un'accentuazione della velocità del vento e una diminuzione nelle ore notturne. Nei mesi invernali, in conseguenza della minore escursione termica giornaliera, le ampiezze delle variazioni diurne dell'intensità del vento risultano più esigue e gli andamenti più irregolari. Tali irregolarità sono però da attribuire alla maggior frequenza delle perturbazioni invernali più difficili ad eliminarsi statisticamente ed alle vicende bariche giornaliere appresso indicate.

Per una valutazione quantitativa dell'andamento giornaliero della intensità del vento, secondo le diverse direzioni, dipendente dalle vicende termiche locali occorrerebbe poter disporre dei dati orari della pressione su di una fitta rete estesa anche all'area marina. Questi ultimi sono però inesistenti od estremamente limitati.

Per una prima indagine approssimata ci si è valsi dei dati rilevati recentemente, nel corso di 5 crociere, sull'area tirrenica dal personale

scientifico dell'Istituto Universitario Navale di Napoli (6), computando le differenze con i valori corrispondenti (corretti a 6 m. s.l.m.) rilevati contemporaneamente all'I.F.T. di Napoli.

Dall'esame di tali dati si è rilevato:

nei mesi invernali i valori della pressione sul mare sono risultati inferiori rispetto a quelli della terraferma e con andamento giornaliero opposto rispetto a quello corrispondente dei mesi estivi (in media 0,68 mb. nelle ore notturne e 0,45 mb. in quelle diurne). Il valor medio della temperatura sul mare è risultato superiore rispetto a quello relativo sulla terraferma (circa 2,0°C nelle ore diurne e 4,0°C in quelle notturne);

nei mesi estivi, la prevalenza dei valori della pressione sul mare rispetto a quelli sulla terraferma, con valori accentuati delle differenze nelle ore diurne (in media 0,29 mb. nelle ore notturne e 0,61 mb. in quelle diurne) in relazione alle vicende termiche: nelle ore diurne, in media, il valore della temperatura dell'aria sul mare è risultato di 2,4°C più basso di quello corrispondente sulla terraferma.

Tenuto conto dell'ubicazione dell'area tirrenica esaminata, della limitata distanza rispetto a Napoli e nell'ammissione della dipendenza del Δp dalla differenza di temperatura sul mare e sulla terraferma, si assume per le isobare una direzione parallela a quella dell'asse appenninico.

Assumendo inoltre per i Δp i precedenti valori delle differenze tra i dati sul mare e sulla terraferma e posto $k = 2 \times 10^{-5}$ (*) e $\beta = 35°$ dalle

$$(1) \qquad \operatorname{tg} \psi = \frac{2\,\omega \operatorname{sen} \varphi + k \operatorname{sen} \beta}{k \cos \beta}$$

$$(2) \qquad c = vG \left[(2\,\omega \operatorname{sen} \varphi)^2 + k^2 + 2\,k\,(2\,\omega \operatorname{sen} \varphi) \operatorname{sen} \beta \right]^{-1/2}$$

dove, al solito, si designa con ω la velocità angolare di rotazione della Terra, φ la latitudine, k il coefficiente di attrito, β l'angolo tra la direzione del vento (in senso opposto) e quella della forza di attrito, ψ l'angolo fra la direzione del vento e quella del gradiente di pressione G, v il volume specifico, c l'intensità del vento.

(*) L'assunzione di un valore diverso di k non altera sensibilmente i risultati.

Dalla (1) si deduce per l'angolo ψ tra la direzione del vento e quella del gradiente un valore di 81° in modo che dalle (1) e (2) si ottiene per l'estate, un incremento dell'intensità, dalle ore notturne a quelle pomeridiane pari a circa 4,5 Km/h nella direzione approssimativamente da NW e per l'inverno un aumento dell'intensità dalle ore diurne a quelle notturne di circa 3,5 Km/h per la direzione da SE; in accordo con i valori osservati (tab. 4a-8a).

5.2. *Frequenze*: I valori biorari delle frequenze, secondo le varie direzioni, presentano andamenti a carattere diurno abbastanza regolari con escursioni crescenti dall'inverno all'estate.

Per i venti dei quadranti meridionali le caratteristiche sono analoghe a quelle della variazione giornaliera della temperatura.

Il N presenta un andamento inverso e cioè con massimo nelle ore notturne e minimo in quelle pomeridiane.

Il NW segue, in generale, l'andamento giornaliero del N, ma presenta due massimi giornalieri: uno, nelle ore notturne, ed un secondo, molto accentuato in estate, verso le 18^h; quest'ultimo rivela il caratteristico vento di brezza estivo che svolge una notevole funzione climatologica.

Pel NE, il massimo giornaliero si verifica approssimativamente dopo l'ora del sorgere del sole e ne segue l'andamento nel corso dell'anno.

Da quanto precede si rileva il carattere di brezza in tutti gli andamenti esaminati.

Dai dati mensili (tab. 1-8) e dalle Tavole III-VIII si rileva, in ogni mese e stagione, un ordine di successione delle ore dei massimi di frequenza dei venti e delle frequenze prevalenti, (tenuto conto per queste ultime delle frequenze dominanti relative ai singoli mesi) nel corso del giorno. Si nota cioè una variazione giornaliera della frequenza prevalente corrispondente ad una rotazione delle direzioni dominanti in senso orario, secondo il moto apparente del sole intorno alla stazione.

Dai valori medî si rileva cioè il vento eliotropico, che spira con velocità piuttosto piccole seguendo il moto apparente del sole nel corso del giorno e che è caratteristico dei giorni calmi, perchè, in quelli perturbati, a causa della esiguità della sua velocità media, viene del tutto mascherato dai venti, generalmente intensi, connessi

col passaggio delle perturbazioni. Sicchè la sua presenza potrebbe segnalare l'inesistenza di prossime perturbazioni in arrivo oppure il definitivo allontanamento di quelle già passate.

5.3. *Somma delle velocità medie orarie*: Si riscontrano andamenti del tutto analoghi a quelli relativi alle frequenze, con maggiore accentuazione per il massimo pomeridiano del NW, caratteristico dei mesi caldi durante i quali spira con maggiore intensità.

In estate, i valori relativi al NE, dalle 04^h alle 10^h, assumono un andamento prima crescente e poi decrescente; nelle altre ore i valori si mantengono presso a poco costanti. Tenuto conto della esposizione della stazione si rileva il carattere di brezza di questo vento; le intensità più frequenti, in tale periodo di massimo, sono comprese nell'intervallo 8-14 km/h. Procedendo verso i mesi più freddi quest'andamento tende ad attenuarsi e le curve seguono il comportamento normale cioè con massimo nelle ore pomeridiane e minimo in quelle notturne.

I dati biorari relativi al NW, in estate, dalle 12^h e fino alle 20^h seguono un andamento prima crescente e poi decrescente; procedendo verso i mesi invernali tale comportamento tende a scomparire e le curve seguono l'andamento del N. Viene così a riscontrarsi anche da questi dati il caratteristico vento di brezza estivo (maestrale).

In conclusione, gli andamenti giornalieri mostrano qualitativamente il carattere di brezza dei venti esaminati; le escursioni diurne della velocità media forniscono poi i valori delle intensità medie massime di ciascun vento di brezza che risultano, per tutte le direzioni, generalmente comprese nell'intervallo 1-4 km/h in autunno ed in inverno ed in quello 5-7 km/h in primavera ed in estate.

Dai valori dei rapporti delle escursioni giornaliere delle frequenze, rispetto ai dati medi (Tab. 14) si rileva che l'incidenza più elevata del carattere di brezza si riscontra nel SE in ogni stagione, e per le altre direzioni in primavera ed estate.

6. Ripartizione delle frequenze secondo intervalli di intensità.

6.1. *Valori medi mensili, stagionali ed annuali.* La frequenza delle intensità superiori a 30 km/h è risultata sempre inferiore all'1% e pertanto la ripartizione è stata limitata ai seguenti intervalli di

intensità, assunti in analogia a quelli adottati nei riassunti annuali riguardanti questa stazione, pubblicati annualmente sugli « Annali dell'Osservatorio Vesuviano », ed anche a scopo comparativo:

(1 — 4) (5 — 7) (8 — 14) (15 — 22) (23 — 29) Km/h

Dai dati della Tab. 9 risulta che:

Il N ha spirato prevalentemente (circa 50%) con intensità media compresa nel primo intervallo e con frequenze accentuatamente decrescenti negli intervalli successivi. Da quanto precede si deduce che il N, spirante con velocità media compresa nei primi due intervalli, ha carattere di brezza e si desume altresì che il vento da N, connesso con le variazioni della configurazione barica su vasta scala, è poco frequente a Napoli.

Il NE da aprile a settembre spira più frequentemente con velocità medie comprese entro il primo intervallo di intensità; negli altri mesi sono prevalenti le frequenze del terzo intervallo. Anche per il NE si desume che esso assume carattere di brezza durante i mesi estivi ed accompagna le perturbazioni in quelli invernali.

Il NW spira prevalentemente con intensità media comprese nel terzo intervallo.

Il S spira, con maggior frequenza, con velocità medie comprese nel primo intervallo in tutte le stagioni. In inverno il SE ed il SW, connessi con gli spostamenti verso E delle aree cicloniche, soffiano prevalentemente con intensità medie comprese nell'intervallo 8-14 km/h.

6.2. *Andamenti giornalieri*: Per tutte le direzioni, in particolare e con maggiore accentuazione nei mesi estivi, i valori biorari delle frequenze dei venti spiranti con velocità comprese nel primo intervallo (1 — 4) presentano andamento diurno con massimo nelle ore notturne e minimo in quelle pomeridiane.

I valori corrispondenti agli intervalli successivi seguono invece l'andamento generale della variazione delle velocità medie che ha carattere diurno con minimo nelle ore più fredde e massimo in quelle più calde del giorno.

Per tutte le direzioni, dalle ore notturne alle diurne si nota cioè

un'attenuazione delle frequenze dei venti spiranti con velocità medie esigue ed un'accentuazione di quelle più elevate, in accordo con l'andamento giornaliero della intensità media, connesso con le modificazioni diurne delle stratificazioni termiche. Unica eccezione riguarda il SE che nei mesi invernali presenta un andamento opposto: dalle ore notturne a quelle diurne si nota infatti un'attenuazione dei valori delle frequenze con velocità medie più alte ed un'accentuazione di quelle relative al primo intervallo giustificabile in base a quanto esposto al n. 5.1.

7. Calme.

La frequenza delle calme presenta valori generalmente più elevati in estate che non in inverno, in relazione alla frequenza delle perturbazioni.

I valori orari seguono andamenti molto regolari crescenti dalle ore più calde a quelle più fredde del giorno, connessi con i fenomeni di turbolenza.

8. Confronto con i dati stagionali ed annuali dell'Osservatorio Astronomico di Napoli-Capodimonte.

Nei riguardi della configurazione orografica e dell'esposizione delle due stazioni, risultano comparabili i dati delle direzioni meridionali il NE e l'E.

Dal confronto dei valori si rileverebbe una rotazione della direzione del vento, procedendo da quest'Osservatorio a quello Astronomico, in senso antiorario ed un'accentuazione della velocità media per tutte le direzioni esaminate.

Nella nota di Aurino (5), invero, non è riportato alcun indice di incertezza o di variabilità e le differenze fra i dati delle due stazioni sono dello stesso ordine di grandezza dei dati delle tabelle 11 e 12 e pertanto, sembrerebbe priva di significato ogni conclusione; tuttavia, la persistenza, in tutti i valori mensili, delle particolarità rilevate, potrebbe rappresentare un indice di attendibilità.

PARTE II.

Variazione giornaliera del vento medio.

Per la rappresentazione del valor medio e della variazione giornaliera del vento, si fa uso di quella vettoriale. Essa però ha scarso significato in quanto fornisce un valor medio dell'intensità inferiore a quello dei singoli dati e, a causa della diversità delle intensità relative a ciascuna direzione, non mostra l'effettiva distribuzione delle frequenze. Si è preferito pertanto trarre le precedenti deduzioni dai valori reali. Comunque, a scopo comparativo, nella fig. 1 sono state riportate le rappresentazioni vettoriali dedotte dai dati delle Tabelle 1b-8b per i valori annuali e quelli del mese di dicembre. Sottratto poi dai valori biorari quello medio, si sono ottenuti i seguenti dati per le componenti della risultante media secondo le direzioni S ed E.

		0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	ore
Anno	S	—1.41	—1.68	—1.63	—1.47	—0.01	+1.81	+3.08	+2.41	+0.95	—0.48	—0.68	—0.98	Km/h
	E	—0.71	—0.61	—0.61	—0.27	+0.88	+1.67	+1.41	+0.25	—0.58	—0.58	—0.38	—0.38	»
Dicembre	S	—0.37	0	—0.45	—0.42	—0.57	+0.35	+1.33	+1.22	+0.75	—0.58	—0.68	—0.71	»
	E	—0.65	—0.40	—0.37	—0.01	+0.01	+1.18	+1.52	+1.03	+0.50	—0.61	—0.93	—1.20	»

Tali valori sono stati poi riportati nella fig. 2.

Nei predetti grafici sono state altresì rappresentate le onde semidiurne della temperatura riguardante la stessa stazione (2) rilevandosi fra i due andamenti una discreta concordanza.

Il Prof. Conrad (3), dal rilevato parallelismo fra gli andamenti giornalieri dei dati anemometrici dedotti da Hann (4) per il Sonnblick e l'onda semidiurna della temperatura da lui ottenuta al Mt. Washington (fig. 3), dalla concordanza, almeno qualitativa, tra gli andamenti anemometrici osservati e quelli teoricamente prevedibili dalla variazione giornaliera della pressione (fig. 4) concluse ammettendo che l'onda semidiurna della temperatura dipendesse dalla variazione giornaliera dei venti, connessa, a sua volta, coll'onda semidiurna di pressione.

Dagli andamenti riportati risulta invero una concordanza tra

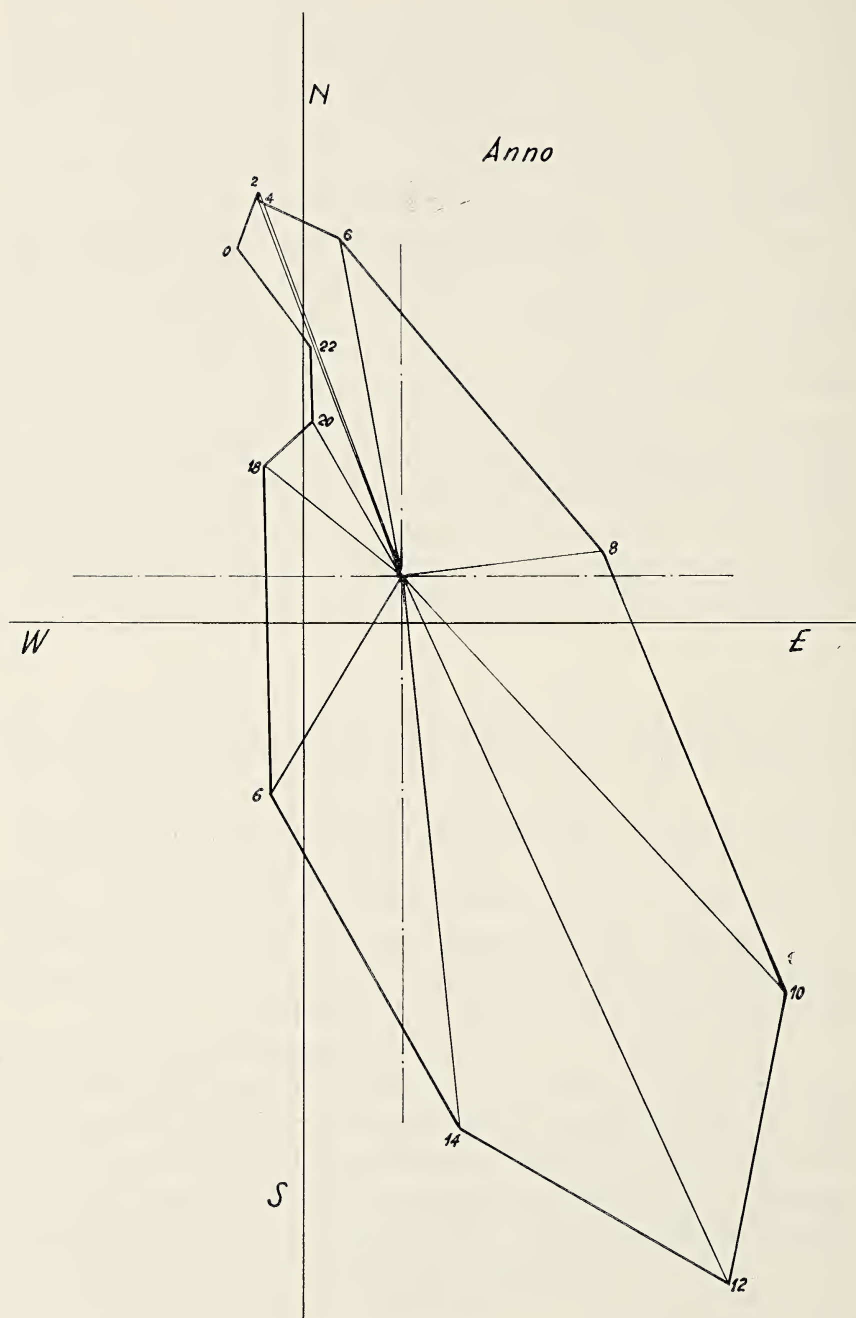


Fig. 1 *a*.

aumento di temperatura ed incremento delle correnti meridionali od attenuazione di quelle settentrionali.

Si osserva però, che le correlazioni rilevabili fra tutti gli andagenti giornalieri degli elementi meteorologici non consentono la

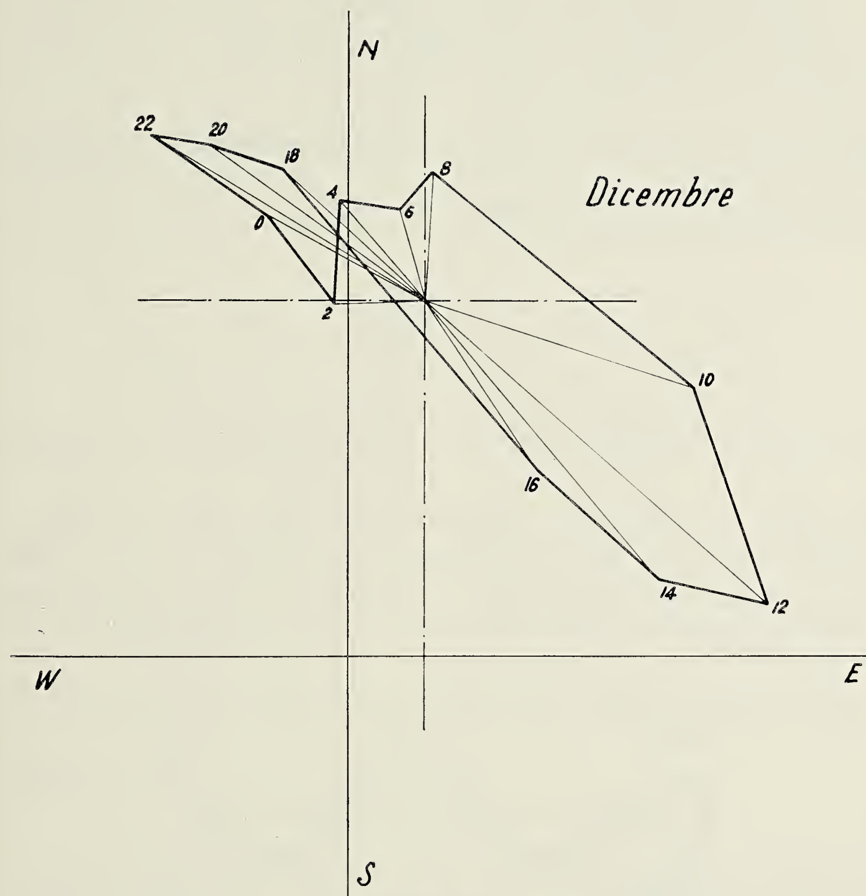
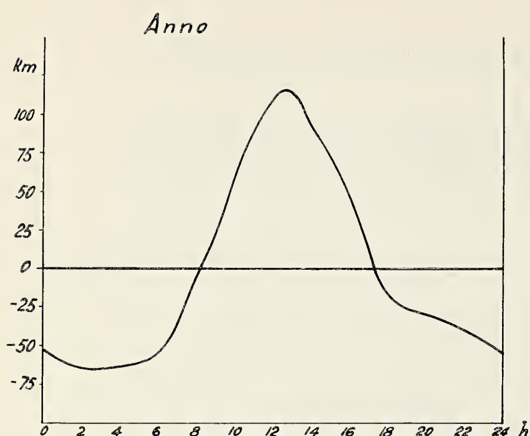


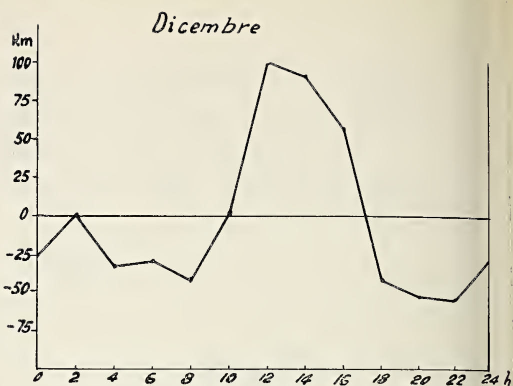
Fig. 1 *b*.

deduzione di relazioni rigorose e spesso neppure la distinzione tra causa ed effetto, per gli stretti legami fra i numerosi elementi interdipendenti.

D'altra parte non si rileva la dipendenza dei dati anemometrici dianzi riportati dall'onda giornaliera di pressione:

Dette infatti u e v le componenti del moto orizzontale rispettivamente verso Est e Sud, posto $\lambda = 2\,\omega \operatorname{sen} \varphi$ dove φ indica la lati-





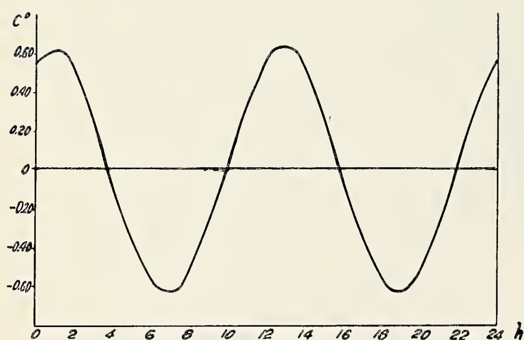


Fig. 2 *a*.

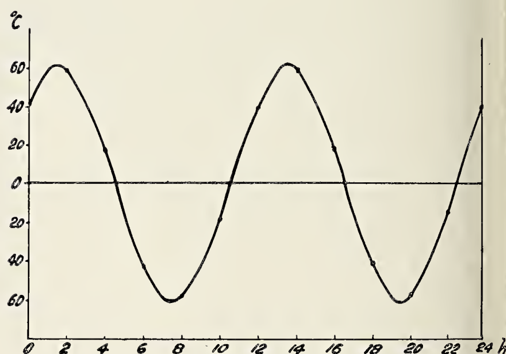


Fig. 2 *b*.

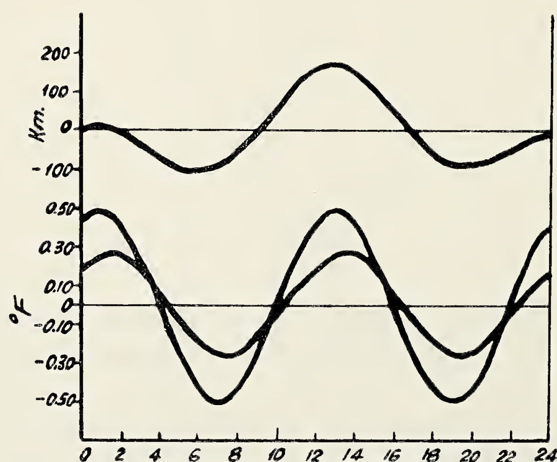


Fig. 3. — Andamento giornaliero della componente S dell'intensità del vento medio al Sonnblick (curva superiore) ed onde semidiurne della temperatura al Sonnblick ed al Mt. Washington (curve inferiori).



Fig. 4.

tudine, per la deduzione dell'onda di pressione migrante verso W col sole medio, ossia del $\frac{\partial p}{\partial x}$, dai dati anemometrici della stazione si può scrivere

$$1)\qquad \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho}\,\frac{\partial p}{\partial x} - k\,u - \lambda\,v$$

con
$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial x}\,u + \frac{\partial u}{\partial y}\,v + \frac{\partial u}{\partial t}.$$

Poiché è noto che l'onda giornaliera di pressione si presenta presso a poco con identiche caratteristiche nei vari punti di uno stesso parallelo, posto $u\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{u}{V'}\,\frac{\partial u}{\partial t}$ (con V' velocità di propagazione dell'onda), dalla trascurabilità di $\frac{u}{V'}$ segue quella di $u\frac{\partial u}{\partial x}$ rispetto a $\frac{\partial u}{\partial t}$.

Tenuto conto dell'esiguità della variazione latitudinale delle costanti armoniche delle onde di pressione (per le ampiezze principali si riscontra una variazione analoga a quella del $\cos^2 \varphi$) il $v\frac{\partial u}{\partial y}$ risulta trascurabile rispetto al $\frac{\partial u}{\partial t}$.

Può quindi scriversi:

$$2)\qquad \frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho}\,\frac{\partial p}{\partial x} - k\,u - \lambda\,v$$

e sostituendo

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{V'} \frac{\partial p}{\partial t}.$$

la (2) assume la forma:

3) $$-\frac{1}{\rho V'} \frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial u}{\partial t} + ku + \lambda v$$

da essa, note le componenti dell'andamento giornaliero di u e v si deducono quelle corrispondenti di p.

Così per le onde diurne, scritte nella forma:

$$p_1 \cos(\omega t + \psi_1) \,; \qquad u_1 \cos(\omega t + \alpha_1) \,; \qquad v_1 \cos(\omega t + \beta_1).$$

Da

$$\frac{\partial p}{\partial t} = -p_1 \,\omega \,\text{sen}\,(\omega t + \psi_1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u_1 \,\omega \,\text{sen}\,(\omega t + \alpha_1)$$

$$ku = ku_1 \cos(\omega t + \alpha_1)$$

$$\lambda v = 2 v_1 w \,\text{sen}\,\varphi \,\text{sen}\,(\omega t + \beta_1 + 90).$$

Posto

4) $$k = -\mu \,\text{sen}\,\gamma_1$$
$$\omega = -\mu \cos \gamma_1$$

con μ_1 e γ_1 costanti ausiliarie
e sostituendo in (3), si ottiene:

5) $$\frac{p_1}{\rho V'} \,\text{sen}\,(\omega t + \psi_1) =$$

$$= -u_1 \sec \gamma_1 \,\text{sen}\,(\omega t + \alpha_1 - \gamma_1) + 2 v_1 \,\text{sen}\,\varphi \,\text{sen}\,(\omega t + \beta_1 + 90)$$

e analogamente per l'onda semidiurna:

$$\frac{p_2}{\rho V'} \,\text{sen}\,(2\omega t + \psi_1) =$$

$$= -u_2 \sec \gamma_2 \,\text{sen}\,(2\omega t + \alpha_2 - \gamma_2) + v_2 \,\text{sen}\,\varphi \,\text{sen}\,(2\omega t + \beta_2 + 90)$$

Con γ_1 e γ_2 determinati in base alle (4) posto $k = 10 \times 10^{-5}$.

Sostituendo i valori seguenti delle costanti armoniche dedotte dai dati anemometrici (riguardanti l'intero periodo ed il mese di dicembre) dianzi riportati:

Anno

u_1	α_1	u_2	α_2	v_1	β_1	v_2	β_2
m/sec.		m/sec.		m/sec.		m/sec.	
0,26	291	0,17	140	0,58	255	0,24	90

Dicembre

u_1	α_1	u_2	α_2	v_1	β_1	v_2	β_2
m/sec.		m/sec.		m/sec.		m/sec.	
0,30	280	0,12	56	0,21	258	0,18	46

si sono ottenuti i valori delle ampiezze e delle fasi delle prime due onde diurne bariche riportati qui appresso, unitamente a quelli osservati:

Anno

	Ampiezza		Fase	
	C.	Oss.	C.	Oss.
onda diurna	2,50	0,17	9°	357°
» semidiurna	0,62	0,38	244°	134°

Dicembre

	Ampiezza		Fase	
	C.	Oss.	C.	Oss.
onda diurna	0,91	0,15	26°	23°
» semidiurna	0,52	0,37	172°	145°

Dai valori su esposti si deduce che i dati anemometrici osservati non possono attribuirsi all'onda giornaliera della pressione in quanto, per generare le variazioni anemometriche rilevate occorrerebbero onde di pressione 10 volte più ampie per l'onda diurna e circa doppie per quelle semidiurne. Neppure per le fasi si rileva poi un accordo soddisfacente.

Le precedenti risultanze risultano poi confermate dall'esame dei dati di altre stazioni [7]. Per esse si hanno i seguenti valori delle componenti armoniche della variazione giornaliera del vento medio.

		v_1 m/sec	β_1 o	v_2 m/sec.	β_2 o
Parigi	Estate	0,48	120	0,20	231
Amburgo	Gennaio	0,08	160	0,22	320
	Aprile	0,77	155	0,37	270
	Luglio	1,01	154	0,30	264
	Ottobre	0,22	123	0,28	288
Wüstrow	Estate	0,46	172	0,23	38
Isole Orcadi	Gennaio	0,33	280	0,11	50
	Aprile	0,19	255	0,29	300
	Luglio	0,20	214	0,10	234
	Ottobre	0,14	289	0.11	255
Zurigo	Luglio	0,32	223	0,06	0
Säntis	Luglio	0,31	153	0,34	246
Torre Eiffel	Gennaio	0,26	247	0,17	330
	Luglio	1,39	127	0,17	210
Bombay	da Aprile a Settembre	0,46	198	0,23	334
	da Ottobre a Marzo	1,22	187	0,71	295
	Anno	0,84	190	0,46	304
Batavia	Gennaio	0,84	235	0,46	45
	Aprile	0,66	235	0,51	19
	Luglio	0,77	221	0,63	0
	Ottobre	0,93	235	0,79	15
Cordova	Estate	0,85	225	0,15	26
	Autunno	0,66	220	0,27	13
	Inverno	0,54	213	0,31	16
	Primavera	0,72	217	0,22	31
Altopiano	Depsang	0,92	108	0,45	135

		u_1 m/sec	α_1 o	u_2 m/sec.	α_2 o
Parigi	Estate	0,28	246	0,14	13
Amburgo	Gennaio	0,12	204	0,12	65
	Aprile	0,53	270	0,20	18
	Luglio	1,17	255	0,27	37
	Ottobre	0,31	300	0,35	60
Wüstrow	Estate	0,50	290	0,20	80
Isole Orcadi	Gennaio	0,26	270	0,07	90
	Aprile	0,27	335	0,18	0
	Luglio	0,35	225	0,18	46
	Ottobre	0,27	318	0,13	26
Zurigo	Luglio	0,82	245	0,35	0
Säntis	Luglio	0,68	90	0,43	67
Torre Eiffel	Gennaio	0,12	315	0,02	14
	Luglio	0,35	228	0,28	352
Bombay	da Aprile a Settembre	1,56	215	0,72	33
	da Ottobre a Marzo	3,10	202	1,20	14
	Anno	2,32	207	0,95	21
Batavia	Gennaio	0,50	260	0,22	84
	Aprile	0,38	78	0,18	223
	Luglio	0,71	67	0,29	225
	Ottobre	0,50	70	0,20	225
Cordova	Estate	0,91	37	0,16	160
	Autunno	0,77	41	0,26	180
	Inverno	0,74	39	0,30	180
	Primavera	1,00	43	0,22	169
Altopiano	Depsang [8]	2,50	205	0,85	330

Da essi si rielva, oltre ai valori notevolmente più elevati delle componenti osservate del vento medio rispetto a quelli deducibili dall'onda giornaliera di pressione, un completo disaccordo dei dati, non solo tra una stazione e l'altra, ma anche per una stessa stazione, da un periodo all'altro, contro la generale regolarità dell'onda barica giornaliera.

In realtà, la variazione giornaliera del vento medio, rappresentante di per sé un effetto di media, è da porre in relazione per Napoli alla prevalenza dei venti meridionali nelle ore del giorno e dei venti settentrionali nelle ore notturne e cioè allo spirare delle brezze.

Ringrazio il Prof. G. Imbò per la costante guida durante le lunghissime elaborazioni.

Napoli: Istituto di Fisica Terrestre.

RIASSUNTO

Nella prima parte, sulla scorta dei dati elaborati delle frequenze, intensità e somma delle velocità medie del vento riguardanti l'Istituto di Fisica Terrestre dell'Università di Napoli per il periodo 1944-63, vengono studiati i valori medî mensili, stagionali ed annuali e successivamente le variazioni annuali e giornaliere del vento, individuando la genesi delle caratteristiche principali. Nella seconda parte si riporta uno studio sull'origine delle variazioni giornaliere del vento medio mostrando l'indipendenza di tale variazione, dall'onda semidiurna della temperatura e della pressione.

SUMMARY

In the first part of the paper the annual and diurnal variation of the frequency, intensity and total km. of wind run are examined in order to identify the main features of these variations, and of mean annual, seasonal and monthly values. In the second part the nature of the diurnal variation of the mean wind is investigated and it is than shown the indipendence of the semidiurnal wave of air temperature and pressure from such a diurnal wind variation.

BIBLIOGRAFIA

[1] Palumbo A. *Riassunto delle osservazioni meteorologiche all'Istituto di Fisica Terrestre dell'Università di Napoli.* Annali dell'Osservatorio Vesuviano 1964 e 1965.

[2] Palumbo A. *L'andamento giornaliero della pressione atmosferica a Napoli IFT* Atti Ass. Geof. It. 1963.

[3] Conrad V. *The components of the Diurnal variation of Temperature on Mt. Washington and other Summits.* Archif für Met. Geoph. and Bioklim. Band 6.1/A 1953.

[4] Hann J. *Uber die tägliche Drehung der mittleren Windrichtung auf Berggipfeln von 2-4 Km Seehöhe.* Meteorol. Z. 1903.

[5] Aurino S. *Sul clima di Napoli.* Mem. del R. Uff. C. di Met. e Geofisica 1935.

[6] De Maio A., Lauretta O. *Quote dinamiche e dati T ed S per le superfici orizzontali standard dedotti dalle osservazioni delle crociere tirreniche A.G.I. 1957-1958.* Annali dell'Ist. Un. Nav. di Napoli, 1965.

[7] Goutereau. *Sur la variation diurne des courants horizontaux.* Annales B. C. Met 1898.

[8] Alessandri C. *Osservazioni aerologiche al Caracorum.*

TABELLA 1

TABELLE DELLE FREQUENZE (in %)

DIREZIONE N

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	32,6	35,2	34,8	33,2	33,1	22,4	14,7	15,8	19,8	25,8	29,8	32,7	27,4
Gennaio	32,3	32,9	33,1	36,5	31,7	28,0	14,7	12,5	18,6	25,1	32,5	28,6	27,2
Febbraio	29,6	32,7	29,6	31,0	23,8	12,2	9,1	5,2	9,3	11,7	20,1	24,3	19,8
I n v e r n o	31,5	33,6	32,5	33,5	29,5	20,8	12,8	11,1	15,9	20,8	27,4	28,5	24,8
Marzo	21,2	24,4	23,7	22,0	13,0	5,0	3,7	3,0	3,9	10,1	13,9	16,4	13,3
Aprile	25,0	30,3	30,0	27,1	8,3	3,6	1,6	1,6	2,3	7,1	15,1	23,3	14,6
Maggio	25,3	26,5	28,8	19,1	6,7	2,5	2,4	2,4	3,5	7,7	16,7	20,3	13,4
P r i m a v e r a	23,8	27,0	27,5	22,7	9,3	3,7	2,5	2,3	3,2	8,3	15,2	20,0	13,7
Giugno	25,3	24,9	30,8	17,1	3,9	1,9	2,4	2,4	2,6	6,8	13,9	20,4	12,7
Luglio	26,7	30,3	32,8	21,6	7,0	3,0	1,2	2,7	2,9	8,0	14,0	18,5	14,0
Agosto	29,4	32,5	31,5	29,8	8,8	4,1	3,0	1,6	2,7	9,0	13,5	20,9	15,5
E s t a t e	27,1	29,2	31,7	22,8	6,5	3,0	2,2	2,2	2,7	7,9	13,8	19,9	14,0
Settembre	30,3	33,8	36,9	29,9	10,9	5,6	3,8	3,6	5,3	9,9	21,9	28,4	18,3
Ottobre	33,0	36,1	32,8	37,7	27,0	13,8	5,4	7,2	10,4	20,4	29,1	34,4	23,9
Novembre	32,0	33,3	33,7	38,5	29,7	18,1	13,7	12,7	19,0	21,2	26,7	30,2	25,7
A u t u n n o	31,7	34,4	34,4	35,3	22,5	12,5	7,6	7,8	11,5	17,1	25,9	31,0	22,6
A n n o	28,5	31,0	31,5	28,5	16,9	10,0	6,2	5,8	8,3	13,5	20,5	24,8	18,7

TABELLA 2

DIREZIONE NE

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	7,9	8,4	9,5	11,3	13,9	25,5	24,7	20,2	17,1	11,9	11,4	10,0	14,3
Gennaio	12,2	13,5	12,2	14,0	19,3	32,9	32,2	27,6	24,2	18,5	17,3	15,4	19,9
Febbraio	9,6	9,8	12,4	10,6	22,1	26,2	24,9	20,6	20,4	17,3	17,8	13,9	17,1
Inverno	9,9	10,5	11,3	11,9	18,4	28,2	27,2	22,8	20,5	15,9	15,5	13,1	17,1
Marzo	12,0	13,9	13,4	13,9	26,3	24,1	18,8	18,1	16,9	17,6	18,6	15,2	17,4
Aprile	9,8	10,6	11,3	17,0	26,5	18,1	13,3	11,3	12,8	13,6	15,3	11,6	14,2
Maggio	13,2	13,5	13,3	26,1	21,2	13,0	9,9	9,3	9,3	11,7	14,6	15,1	14,1
Primavera	11,6	12,6	12,6	19,0	24,6	18,4	14,0	12,9	13,0	14,3	16,1	13,9	15,2
Giugno	17,1	17,4	16,6	26,6	18,1	8,4	6,8	5,6	4,9	10,3	14,4	16,9	13,5
Luglio	15,3	14,8	15,9	25,6	15,9	10,1	6,4	4,8	3,5	5,1	10,3	14,9	11,8
Agosto	12,7	12,5	14,1	20,1	17,5	10,6	4,3	3,2	3,8	7,0	12,0	14,1	10,9
Estate	15,0	14,9	15,5	24,1	17,1	9,7	5,8	4,5	4,0	7,4	12,2	15,3	12,1
Settembre	8,9	9,3	11,4	13,8	19,1	9,4	5,3	7,3	8,4	12,3	12,8	13,1	10,9
Ottobre	8,8	7,7	7,7	10,1	26,7	25,1	19,3	16,4	15,3	16,2	14,8	10,1	14,8
Novembre	7,7	8,3	9,0	8,3	17,8	21,2	16,7	13,7	12,8	10,7	10,7	9,8	12,2
Autunno	8,4	8,4	9,3	10,7	21,2	18,5	13,7	12,4	12,1	13,0	12,7	11,0	12,6
Anno	11,2	11,6	12,1	16,4	20,3	18,7	15,1	13,1	12,4	12,6	14,1	13,3	14,2

TABELLA 3

DIREZIONE E

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Inverno	0,9	1,4	0,8	0,7	0,7	3,9	4,4	1,9	2,2	3,0	1,1	1,1	1,8
Primavera	3,6	3,0	3,4	3,7	3,7	2,7	0,9	0,8	1,1	2,7	3,2	2,5	2,6
Estate	4,5	6,2	5,3	6,4	2,7	0,7	0,4	0,5	0,8	0,8	5,4	5,3	3,2
Autunno	0,9	0,9	1,4	0,5	1,9	1,4	1,1	0,4	0,4	0,7	1,4	2,3	1,1
Anno	2,4	2,8	2,7	2,8	2,2	2,1	1,7	0,9	1,1	1,8	2,7	2,8	2,1

TABELLA 7

DIREZIONE W

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Inverno	3,7	3,2	2,9	2,9	3,0	2,9	3,2	3,0	3,7	5,3	5,0	4,0	3,5
Primavera	3,6	3,3	3,7	3,6	1,4	1,1	1,4	2,1	5,0	6,6	4,4	5,3	3,4
Estate	2,3	1,9	1,7	2,5	1,0	1,2	2,1	5,4	11,5	7,6	4,8	3,6	3,8
Autunno	2,3	3,7	2,2	1,1	1,4	1,0	1,9	1,9	7,0	5,6	4,4	3,4	2,9
Anno	2,9	3,0	2,6	2,5	1,7	1,5	2,1	3,1	6,8	6,2	4,6	4,0	3,4

TABELLA 4

DIREZIONE SE

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	6,3	7,9	7,4	7,7	7,1	12,9	16,8	14,3	9,9	8,5	7,6	7,1	9,4
Gennaio	5,0	5,4	5,4	5,2	5,2	9,8	20,7	15,7	9,3	6,4	7,9	6,7	8,5
Febbraio	8,9	8,5	9,4	8,7	7,0	18,2	26,2	20,1	15,0	11,5	8,0	12,2	12,8
Inverno	6,7	7,2	7,4	7,2	6,4	13,6	21,2	16,7	11,4	8,8	7,8	8,6	10,2
Marzo	5,9	6,2	6,4	5,4	16,2	31,3	30,3	24,9	20,5	11,2	8,6	8,4	14,6
Aprile	6,3	6,7	6,8	7,1	22,5	34,2	32,0	29,2	22,5	14,8	9,3	7,7	16,5
Maggio	6,7	6,7	7,2	12,0	37,2	47,8	41,9	30,9	24,3	17,5	11,7	9,1	21,0
Primavera	6,3	6,5	6,8	8,1	25,3	37,7	34,9	28,3	22,4	14,5	9,8	8,4	17,4
Giugno	7,1	4,3	4,3	10,4	40,4	48,6	42,1	29,8	27,8	13,3	11,1	7,6	20,5
Luglio	3,8	3,0	2,7	8,5	36,2	41,2	38,0	25,4	16,6	10,8	10,3	6,7	16,9
Agosto	2,9	1,9	2,0	5,8	33,3	40,6	36,1	28,0	12,8	8,7	8,2	7,4	15,6
Estate	4,6	3,0	3,0	8,2	36,6	43,4	38,7	27,7	19,0	10,9	9,8	7,2	17,6
Settembre	2,8	3,4	3,4	6,8	27,6	36,6	34,4	20,9	11,8	6,6	6,5	4,8	13,8
Ottobre	3,3	3,5	2,7	3,8	6,4	12,0	22,4	17,4	11,4	7,5	4,8	4,0	8,2
Novembre	7,3	9,2	6,7	5,8	6,8	17,8	24,2	19,7	13,0	9,2	8,8	9,3	11,4
Autunno	4,4	5,3	4,2	5,4	13,6	22,1	27,0	19,3	12,0	7,7	6,7	6,0	11,1
Anno	5,5	5,5	5,3	7,2	20,4	29,2	30,4	23,0	16,2	10,4	8,5	7,5	14,0

TABELLA 5

DIREZIONE S

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	6,6	5,6	5,0	5,3	4,5	6,9	9,2	12,4	10,3	7,2	8,2	7,4	7,3
Gennaio	5,2	5,9	5,4	5,4	5,6	5,6	6,6	12,0	11,2	6,9	6,7	7,1	6,9
Febbraio	7,0	7,8	7,4	6,7	9,8	10,8	15,0	17,3	14,7	12,2	10,0	8,1	10,5
I n v e r n o	6,2	6,4	5,9	5,8	6,6	7,7	10,2	13,9	12,0	8,7	8,3	7,5	8,2
Marzo	5,7	6,6	3,2	2,8	7,9	8,3	9,5	10,0	8,1	6,4	9,6	7,8	7,1
Aprile	5,5	5,1	4,0	4,2	9,0	13,7	14,8	15,7	11,8	10,5	11,0	9,0	9,5
Maggio	5,8	3,8	5,4	6,1	8,5	9,9	13,2	11,9	11,9	9,5	10,1	8,5	8,7
P r i m a v e r a	5,6	5,1	4,2	4,3	8,4	10,6	12,5	12,5	10,6	8,8	10,2	8,4	8,4
Giugno	8,8	6,4	6,9	8,9	12,3	14,8	16,4	15,1	13,4	12,9	13,3	9,4	11,5
Luglio	6,2	5,9	5,8	7,0	15,1	19,5	18,2	17,2	13,7	10,3	10,9	10,9	11,7
Agosto	7,2	7,3	4,1	5,3	11,2	15,3	18,6	14,9	10,1	10,1	11,6	8,2	10,3
E s t a t e	7,4	6,5	5,6	7,0	12,8	16,5	17,7	15,7	12,4	11,0	11,9	9,5	11,1
Settembre	5,4	3,3	3,3	3,4	10,9	16,3	19,8	12,9	10,6	8,3	7,6	5,6	8,9
Ottobre	3,8	3,2	3,7	3,2	4,5	14,3	18,5	17,5	10,4	8,5	5,8	4,8	8,1
Novembre	7,3	9,7	6,3	6,3	7,5	9,3	12,3	15,5	11,0	11,3	10,0	7,8	9,5
A u t u n n o	5,5	5,4	4,4	4,3	7,6	13,3	16,8	15,3	10,6	9,3	7,8	6,0	8,8
A n n o	6,1	5,8	5,0	5,3	8,8	12,0	14,3	14,3	11,4	9,4	9,5	7,8	9,1

TABELLA 6

DIREZIONE SW

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	6,9	7,9	6,8	6,3	6,6	6,9	9,2	10,8	9,5	7,1	6,1	7,6	7,6
Gennaio	8,4	7,4	7,9	6,7	8,1	8,7	10,6	11,5	11,7	10,6	8,4	8,8	9,0
Febbraio	10,8	9,8	9,6	10,4	11,7	13,7	17,8	19,9	21,4	17,8	13,9	13,0	14,1
I n v e r n o	8,7	8,3	8,1	7,8	8,8	9,7	12,5	14,0	14,2	11,8	9,4	9,8	10,2
Marzo	9,8	8,9	8,1	8,8	6,7	9,5	14,9	22,4	21,0	15,2	9,8	9,5	12,0
Aprile	7,0	6,3	4,8	5,2	8,5	11,0	18,3	19,2	21,0	16,0	12,8	9,0	11,5
Maggio	7,0	6,1	3,3	3,5	7,5	10,8	16,4	19,8	20,3	15,6	12,2	7,4	10,8
P r i m a v e r a	7,9	7,1	5,4	5,8	7,5	10,4	16,5	20,4	20,7	15,6	11,6	8,6	11,4
Giugno	5,9	5,6	4,3	5,1	8,9	11,8	16,8	19,6	20,4	12,9	10,6	9,1	10,9
Luglio	7,0	5,6	3,3	3,5	6,7	13,0	22,0	27,5	25,1	15,3	14,3	10,8	12,9
Agosto	3,8	4,6	2,9	3,0	7,8	14,0	21,0	29,0	26,2	16,7	12,0	6,7	12,3
E s t a t e	5,5	5,2	3,5	3,8	7,8	12,9	19,9	25,3	23,9	14,9	12,3	8,8	12,0
Settembre	4,8	3,3	1,8	2,6	6,9	13,8	19,1	29,1	24,8	14,8	8,1	6,1	11,2
Ottobre	5,6	4,6	4,9	4,9	6,7	8,2	14,1	19,9	17,4	10,6	7,4	7,0	9,2
Novembre	7,8	8,0	7,3	5,7	6,8	7,8	9,3	14,7	16,3	11,8	9,5	8,8	9,4
A u t u n n o	6,0	5,3	4,6	4,4	6,8	9,9	14,1	21,2	19,5	12,4	8,3	7,3	9,9
A n n o	7,0	6,4	5,4	5,4	7,7	10,7	15,7	20,2	19,5	13,6	10,4	8,6	10,8

TABELLA 8

DIREZIONE NW

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	21,4	21,1	19,5	20,3	17,4	8,1	6,7	9,5	12,9	18,5	16,8	18,5	15,8
Gennaio	23,4	24,9	23,9	23,0	19,5	10,6	9,3	11,7	15,1	17,8	18,6	23,2	18,4
Febbraio	23,2	22,3	23,0	24,9	16,2	11,7	8,1	13,4	15,4	16,2	12,6	19,9	17,2
I n v e r n o	22,6	22,7	22,1	22,7	17,7	10,1	8,0	11,5	14,4	17,5	16,0	20,5	17,1
Marzo	23,2	21,2	20,7	21,2	21,0	10,5	6,2	5,9	6,6	11,0	14,4	12,2	14,5
Aprile	14,0	14,0	13,6	10,3	4,8	2,6	4,1	7,0	12,5	15,5	9,5	9,5	9,7
Maggio	13,7	12,7	12,7	7,4	3,5	3,0	5,1	9,1	12,8	16,1	10,6	10,1	9,7
P r i m a v e r a	16,9	15,9	15,6	12,9	9,7	5,3	5,1	7,3	10,6	14,2	11,5	10,6	11,3
Giugno	10,1	9,8	7,6	6,4	2,3	3,3	4,1	9,6	11,6	22,1	12,4	9,6	9,0
Luglio	10,1	10,3	10,1	8,3	3,7	2,7	2,7	7,8	19,1	30,6	15,1	9,5	10,8
Agosto	10,9	11,4	10,8	8,5	3,3	3,7	4,5	8,5	17,2	23,5	15,6	10,9	10,7
E s t a t e	10,3	10,5	9,5	7,7	3,1	3,2	3,7	8,6	15,9	25,4	14,3	10,0	10,1
Settembre	16,6	15,1	14,4	11,6	5,1	4,9	5,4	10,1	16,8	24,8	14,6	13,9	12,7
Ottobre	24,5	26,4	25,1	23,0	16,4	7,8	5,4	9,9	16,9	17,4	18,6	19,5	17,5
Novembre	20,3	20,8	21,2	20,3	14,3	8,8	8,7	10,3	13,5	18,0	15,8	17,8	15,8
A u t u n n o	20,4	20,7	20,2	18,3	11,9	7,1	6,5	10,1	15,7	20,0	16,3	17,0	15,3
A n n o	17,5	17,4	16,8	15,4	10,6	6,4	5,8	9,3	14,1	19,2	14,5	14,5	13,4

TABELLA 1a

TABELLE DELLE INTENSITA' (in km/h)

DIREZIONE N

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	5,86	5,23	6.08	6,04	5.34	5,66	7,40	5,85	6,27	6,13	4,65	5,52	5,83
Gennaio	6,59	7.45	6,43	6,47	6,10	7,03	8,41	9,86	8.10	5.79	6,86	6,59	7,14
Febbraio	5,83	5.52	5,66	5,97	5,32	7,31	7,69	9,96	7.62	6,68	5,68	5,05	6,52
Inverno	6,09	6,06	6,05	6,16	5,58	6.66	7,83	8,55	7,33	6.20	5,73	5,72	6,49
Marzo	4,95	4.97	4,89	5,29	5,31	8,40	8.40	9,22	11,30	6.25	5.30	4,95	6,60
Aprile	4.88	4,57	3,95	4,81	6,14	6,77	6,80	9,40	12,00	6,39	4,64	4,47	6,23
Maggio	4,46	4,63	4,50	4,89	6,02	6,50	9,06	12,66	9,31	6,79	5,00	6,92	6,72
Primavera	4,76	4,72	4,44	4.99	5,82	7,22	8,08	10,42	10,87	6,47	4,98	5,44	6,51
Giugno	4,50	5,06	4,48	4,87	7,49	9,58	10,80	8,46	10,43	7,35	4,70	4,14	6,82
Luglio	4,20	4,29	4,49	4,61	5.65	8,42	11.50	10,58	9,27	7,42	5,21	4,36	6,66
Agosto	4.26	4,08	4,19	4,21	5,14	8,07	9,78	11,00	9,00	5,98	4,33	4,36	6,20
Estate	4,32	4,47	4,38	4,58	6,09	8,69	10,69	10,01	9.56	6.91	4,74	4,28	6.56
Settembre	4,11	4,02	4.20	4,51	5,96	7,14	9,55	6,04	8.15	5.53	4,72	4,72	5,72
Ottobre	5,58	5,42	5.85	5.74	5,79	7,40	10,00	11,33	7,66	6,33	5,81	5,42	6,86
Novembre	5,64	5,72	5,75	5,56	6,09	6,98	7,86	7,93	5.65	5,08	6,25	5,65	6,19
Autunno	5,11	5,05	5,27	5,27	5,94	7,17	9,13	8,43	7,15	5.64	5,59	5.26	6.25
Anno	5,07	5,08	5,04	5.25	5.86	7,43	8,93	9,35	8,73	6,31	5.26	5,18	6,45

TABELLA 2a

DIREZIONE NE

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	10,80	9,88	9,13	9,88	10,40	8,31	9,06	10,88	10,13	9,37	9,67	9,53	9,75
Gennaio	11,06	11,33	9,00	9,06	10,75	8,98	11,76	12,44	10,32	10,82	9,41	9,69	10,38
Febbraio	10,61	11,24	8,92	8,36	8,73	9,47	12,02	13,34	12,50	10.92	9,95	8,50	10,45
I n v e r n o	10.82	10.81	9,01	9,10	9,96	8,92	10,94	12,22	10.98	10,37	9,67	9,24	10,19
Marzo	9,12	8,63	9,30	8,92	8,51	11,05	12,17	13.26	13,41	9,75	9,85	9,02	10.24
Aprile	5,89	7,42	6,82	6,46	7,85	10,39	11,81	11,23	11,49	9,01	6,47	6,00	8,40
Maggio	4,40	4,40	4,67	4,61	7,23	9,82	12,03	11,58	11,18	7,78	5,23	4,53	7,28
P r i m a v e r a	6,47	6,81	6,93	6,66	7,86	10,42	12,00	12,02	12,02	8,84	7,18	6,65	8,64
Giugno	4,16	4,04	3,73	4,49	8,27	10,52	12,14	11,67	10,86	7,48	5,51	4,49	7,28
Luglio	3,73	4,10	3,54	4,49	7,93	10,95	10,22	12,36	11,95	8,59	5,51	4,27	7,30
Agosto	4,29	4,25	3,90	3,00	6,59	4,80	11,22	11,30	10,54	7,27	5,66	4,35	6,43
E s t a t e	4,06	4,13	3,72	3,99	7,59	8,75	11,19	11,77	11,11	7,78	5,56	4,37	7,00
Settembre	4,40	4,19	4,60	4,07	6,75	8,38	11,09	11,97	12,15	7,16	6,62	4,88	7,18
Ottobre	7,92	8,68	7,89	9,80	7,69	8,88	10,77	11,64	10,33	10,00	7,47	7,95	9,08
Novembre	8.93	9,10	9,53	8,60	7,17	7,81	8,96	10,10	9,92	9,96	9,53	10.55	9,09
A u t u n n o	7,08	7,32	7,34	7,49	7.20	8,35	10,27	11,23	10.80	9.04	7,89	7,79	8,45
A n n o	7,11	7,27	6,75	6,81	8,15	9,11	11,10	11,81	11,23	9,00	7,57	7,01	8,57

TABELLA 3a

DIREZIONE E

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Inverno	3,20	3,73	2,33	3.33	5,00	3,80	6,63	6,80	5,73	3,90	5,90	4,33	4,55
Primavera	1,73	2,43	2,43	1,80	4,13	3,50	6,63	7,10	4,70	5,40	2,23	3,80	3,82
Estate	2,53	1,97	1,97	3,06	4,53	5,77	4,00	9,16	8,80	5,40	2,70	2,37	4,35
Autunno	1,70	1,50	2,67	2,00	4,03	5,03	6,83	4,33	3,73	2,80	3,00	2,00	3,29
Anno	2,29	2,40	2,35	2,54	4,42	4,52	6,02	6,84	5,74	4,37	3,45	3,12	4,00

TABELLA 7a

DIREZIONE W

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Inverno	6,80	5,56	5,40	4,96	7,23	7,56	10,26	9,30	7,36	5,67	7,00	6,16	6,93
Primavera	5.30	5,67	5,13	3,33	8.43	10,20	8,43	14,16	9,20	5,83	4,43	4,53	7,06
Estate	3,93	4,93	3,20	4,00	10,43	10,40	8,53	10,73	8,93	8,73	7,47	3,23	7,04
Autunno	4,30	3,57	7,57	3,70	4,87	7,10	10,46	11,53	7,30	4,17	2,77	3,67	5,94
Anno	5,13	4,93	5,32	3,99	7,74	8,81	9,42	11,43	8,19	6,10	5,41	4,39	6,74

TABELLA 4a

DIREZIONE SE

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	12,84	13,42	12,60	14,29	12,61	10,85	10,28	8,88	11.54	11,75	12,55	13,77	12,11
Gennaio	12,33	12,40	14,09	13,32	8,64	9,70	6,97	7,97	10,72	10,73	11,68	12,90	10,95
Febbraio	12,08	11,15	11,72	10,89	9,73	8,07	9,31	8,85	10,59	10,98	11,69	11,52	10,54
I n v e r n o	12,41	12,32	12,80	12,83	10,32	9,54	8,85	8,56	10,95	11,15	11,97	12,73	11,20
Marzo	11,00	12,21	10,55	11,92	8,33	8,62	10,63	10,22	10,18	9,27	9,05	9,94	10,16
Aprile	7,28	7,32	8,85	8.27	7,05	9,65	10,59	11,26	8,93	7,68	6,25	7,00	8,34
Maggio	9,70	8,02	7,73	6,72	8,12	10,62	10,67	11,00	9,24	6,30	3,76	7,31	8,26
P r i m a v e r a	9,32	9,18	9,04	8,97	7,83	9,63	10,63	10,82	9,45	7,75	6,35	8,08	8,92
Giugno	5,46	7,42	6,84	6,07	7,59	9,63	10,69	9,85	4,05	6,40	4,70	4,32	6,91
Luglio	4,70	4,57	5,17	4,79	6,63	9,83	10,73	11,55	8,32	6,49	4,23	4,40	6,78
Agosto	3,77	3,51	5,00	5,30	6,84	9,48	15,17	10,41	8,61	7,00	5,29	3,93	7,02
E s t a t e	4,64	5,30	5,67	5,38	7,02	9,64	12,19	10,60	6,99	6,63	4,74	4,21	6,90
Settembre	5,88	4,95	6,52	6,48	7,39	9,61	9,73	10,43	9,14	7,90	7,84	8,72	7.65
Ottobre	13,47	15,22	13,19	12,54	7,90	9,00	10,07	9,93	10,33	11,51	13,63	12,40	11,59
Novembre	13,30	12,40	15,60	13,60	11,30	9,18	9,60	9,60	10,50	11,10	12,60	12,50	11,77
A u t u n n o	10,88	10,85	11,79	10.87	8,86	9,26	9,80	9,98	9,99	10,17	11,35	11,20	10,53
A n n o	9,31	9,41	9,82	9,51	8,50	9,51	10,36	9,99	9,34	8,92	8,60	9,05	9,33

TABELLA 5a

DIREZIONE S

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	9,46	9,91	11,32	12,06	11,39	11,74	9,61	8,83	9,95	9,04	9,81	10,60	10,31
Gennaio	8.87	6,97	8,53	9,75	10,84	9,60	9,94	8,35	7,68	6,92	7,90	7,71	8,58
Febbraio	8,86	8,07	8,82	7,33	6,52	8,32	9,54	8,54	9,22	8,95	7,96	6,95	8,25
I n v e r n o	9,06	9,31	9,55	9,71	9,58	9,88	9,69	8,57	8,95	8,30	8,55	8,42	9,04
Marzo	8,50	7,56	8,94	9,47	8.17	10,73	10,66	12,86	9,97	9,00	6.45	7,76	9,17
Aprile	6.24	5,96	5,04	5.68	7,81	9,62	12,43	11,88	9,77	6,50	6.13	5,55	7,71
Maggio	5,52	5,91	5,05	5.73	8.11	10,88	11,01	10,44	9,48	7,33	4,77	5,22	7,45
P r i m a v e r a	6,75	6,47	6.34	6,96	8.03	10,41	11,36	11.72	9,74	7.61	5,78	6,17	8,11
Giugno	4,56	5.25	4.76	5.96	8.60	10,85	11,62	10.58	10,92	7,05	5,08	4,70	7,49
Luglio	8,48	5,05	4,36	4.86	7.80	10.51	10,45	10.26	10,61	7,15	4,39	4,67	7,38
Agosto	5.37	5,82	3.15	4,03	6,50	9,25	10.61	9,50	8.68	5,50	4,13	4.13	6.38
E s t a t e	6,13	5,37	4,09	4,95	7,63	10.20	10,89	10,11	10,07	6,56	4.53	4,50	7.08
Settembre	5,57	5,50	3,70	4,33	6.83	9,34	10,68	10,03	8,67	9,78	4.54	5,55	7,04
Ottobre	9,37	8.50	9,60	9,95	9,14	8,02	9,46	8,07	8.20	6,88	8,55	9,50	8,77
Novembre	9,93	8,70	10,44	9,36	10.57	8,19	9,87	9,48	8,75	9,17	7.33	8,65	9,20
A u t u n n o	8,29	7,56	7.91	7,88	8.84	8,51	10,00	9,19	8,54	8,61	6,80	7,90	8.35
A n n o	7,55	7,17	6,97	7,37	8.52	9,77	10,48	9,90	9,32	7,77	6,41	6,74	8,14

TABELLA 6a

DIREZIONE SW

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	10,06	8,97	9,45	8,92	9,87	8,34	10,61	8,32	8,00	7,72	8.18	9,38	8.98
Gennaio	8,32	8,72	9,34	8,32	9,18	9.58	8,12	8,83	6,95	8,03	7,92	9.19	8,54
Febbraio	8,96	8,52	9.26	8,26	8,33	9,24	9,87	10,30	8,72	8,02	7,22	8,32	8,75
I n v e r n o	9,11	8,73	9,35	8.50	9.12	9,05	9,53	9,15	7,89	7,92	7,77	8,96	8,75
Marzo	6.37	6,01	7,06	7,34	8.02	8,62	10,05	10,25	9,34	6,98	7,32	6,62	7,83
Aprile	6,59	6,65	8,62	6.64	7,84	9,12	10,35	9,95	9,01	6,76	6,61	6,12	7,85
Maggio	5,04	4,78	6,33	7,36	8.36	9.50	10.34	9,78	9,43	5.79	6,31	5,67	7,39
P r i m a v e r a	5,99	5,81	7,33	7,11	8,07	9,08	10,24	9.99	9,26	6,51	6,74	6,13	7,69
Giugno	4,77	4,97	7,61	7.80	10.12	12.25	11,50	10,54	9,38	6,69	6,50	6,81	8.24
Luglio	4,59	4,40	5,19	5.54	8,97	9,98	11,45	11,16	10,16	6.85	4,68	4,07	7,25
Agosto	6,37	6,62	6,72	4,21	8.24	9,55	10.62	10,44	9,37	6,11	4,28	4,35	7,24
E s t a t e	5,24	5,33	6.50	5,85	9,11	10,59	11.19	10,71	9,63	6.55	5,15	5,07	7,57
Settembre	6,31	6,40	7,72	7,18	8,16	8,91	10,07	9,46	7,79	4,42	4.91	5,00	7,19
Ottobre	10,40	10,06	8,70	9.67	9,04	10,94	9,50	8.98	6,95	6.18	7,54	8,25	8,85
Novembre	9.89	7,52	7.27	9,91	8.83	8,95	8,55	8.14	7,10	7,35	8,40	8,71	7,80
A u t u n n o	8.86	7,59	7,89	8.92	8.67	9,60	9.37	8.86	7,28	5.98	6,95	7.32	7,94
A n n o	7,30	6,86	7,76	7,59	8,74	9,58	10,08	9,67	8.51	6,74	6,65	7,01	7,98

TABELLA 8a

DIREZIONE NW

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	6,78	6,03	6,16	6,61	6,83	7,92	7,26	7,42	6,57	5,88	6,44	6,07	6,66
Gennaio	7,78	7,26	7,71	7,30	6,74	7,03	10,56	7,10	5,64	6,24	6,94	6,81	7,25
Febbraio	7,35	7,05	8,06	7,23	7,83	9,41	10,56	9,66	9,45	7,42	10,00	7,86	8,49
I n v e r n o	7,30	6,78	7,31	7,04	7,13	8,12	9,46	8,06	7,22	6,51	7,79	6,91	7,46
Marzo	6,76	6,70	6,75	6,49	6,91	8,97	10,17	11,84	9,95	7,27	7,54	6,28	7,96
Aprile	6,25	6,09	5,18	6,37	8,34	9,31	10,92	11,52	10.16	7,50	5,94	6,61	7,84
Maggio	5,93	5,92	6,35	6,08	8,90	10,52	12,12	12,84	10,35	7,96	5,30	5,47	8,14
P r i m a v e r a	6,31	6,23	6,09	6,31	8,05	9,60	11,07	12,06	10,15	7,57	6,26	6,12	7,98
Giugno	5,68	6,08	5,89	5,97	10,92	10,05	15,88	13,79	11,08	7,80	6,01	5,55	8,72
Luglio	5,12	5,26	5,38	5,63	9,78	11,11	10,88	12,26	11,66	7,81	5,19	4,84	7,91
Agosto	5,52	6,08	6,25	6,41	10,23	9,78	9,71	12,18	10,40	7,43	5,14	5,20	7,86
E s t a t e	5,44	5,80	5,84	6,00	10,31	10,31	12,15	12,74	11,04	7,68	5,44	5,19	8,16
Settembre	5,36	5,09	5,56	5,64	7,49	9,46	10,96	10,22	9,84	5,82	5,17	6,20	7,23
Ottobre	7,57	7,93	7,85	7,16	6.19	9,51	10,88	8,80	7,88	6,91	6,62	7,64	7,93
Novembre	6,98	7,87	7,25	7,47	8,32	8,39	8,75	7,09	7,22	6,59	6,45	6,66	7,42
A u t u n n o	6,63	6,96	6,88	6,75	7,33	9,12	10,19	8,70	8.31	6,44	6,08	6,83	7,52
A n n o	6,42	6,44	6,53	6,52	8,20	9,28	10,71	10,39	9,18	7,05	6,39	6,26	7,78

TABELLE DELLE Σ Vm ORARIE (valori relativi a 20 anni)

TABELLA 1b

DIREZIONE N

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	1185	1142	1315	1246	1095	788	674	574	772	981	861	1121	979
Gennaio	1246	1446	1253	1392	1147	1160	732	730	801	857	1317	1115	1099
Febbraio	927	973	900	997	681	483	377	279	381	491	644	663	649
Inverno	1119	1187	1156	1211	974	810	594	527	651	776	940	966	909
Marzo	619	716	685	688	409	252	185	166	210	375	435	481	435
Aprile	733	832	712	783	307	149	68	94	168	275	423	627	430
Maggio	701	765	806	582	253	104	136	190	205	326	571	573	434
Primavera	684	771	734	684	323	168	129	150	194	325	476	560	433
Giugno	685	759	829	502	179	115	142	127	167	302	395	510	392
Luglio	698	807	916	619	249	160	92	180	107	371	454	502	429
Agosto	781	826	823	790	282	210	186	110	153	335	340	567	450
Estate	721	797	856	637	236	161	140	139	142	336	396	526	423
Settembre	749	817	934	812	394	243	220	133	261	332	624	808	527
Ottobre	1144	1236	1194	1345	974	637	340	510	498	804	1053	1161	908
Novembre	1083	1145	1162	1285	1085	782	645	603	645	646	1000	1023	925
Autunno	992	1066	1096	1147	817	554	401	415	468	594	892	997	786
Anno	879	955	960	919	587	423	316	307	363	507	676	762	637

TABELLA 2b

DIREZIONE NE.

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	530	514	539	692	896	1314	1387	1360	1074	694	687	591	856
Gennaio	797	907	684	752	1188	1744	2235	2029	1476	1180	960	882	1236
Febbraio	552	596	598	477	1040	1336	1612	1481	1376	1016	956	638	973
Inverno	626	672	607	640	1041	1464	1744	1623	1308	963	867	703	1021
Marzo	648	708	735	732	1320	1570	1351	1419	1341	1015	1084	812	1061
Aprile	348	401	464	659	1249	1133	945	764	885	739	596	420	716
Maggio	361	370	388	748	955	796	746	672	649	568	476	464	599
Primavera	452	493	529	713	1174	1166	1014	951	958	774	718	565	792
Giugno	429	425	373	719	902	537	498	397	326	464	480	458	500
Luglio	355	378	351	715	786	690	309	371	263	275	353	398	437
Agosto	339	332	344	521	719	317	303	226	253	320	425	383	373
Estate	374	378	356	651	802	514	370	331	280	353	419	413	436
Settembre	238	235	318	338	777	478	355	527	620	530	510	386	442
Ottobre	436	417	379	618	1278	1386	1293	1188	982	1010	688	501	848
Novembre	411	455	515	430	768	993	896	829	764	638	610	623	661
Autunno	361	369	404	462	941	952	848	848	788	726	602	503	650
Anno	453	478	474	616	989	1024	994	938	833	704	651	546	724

TABELLA 3b

DIREZIONE E

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Inverno	17	31	16	14	21	89	175	77	76	70	39	29	54
Primavera	37	44	50	40	92	56	36	34	31	88	43	57	50
Estate	68	73	62	114	73	24	10	28	43	26	87	76	57
Autunno	8	8	22	6	42	45	30	10	9	12	25	28	20
Anno	32	39	37	43	57	54	63	37	40	49	48	47	45

TABELLA 7b

DIREZIONE W

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Inverno	150	107	94	84	131	131	197	167	163	180	210	148	146
Primavera	114	112	114	72	71	67	71	178	276	231	117	144	130
Estate	54	56	32	60	62	75	107	348	624	396	215	70	174
Autunno	59	79	100	27	40	43	119	131	307	140	73	75	99
Anno	94	88	85	61	76	79	123	206	345	237	154	109	139

TABELLA 4b

DIREZIONE SE

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	501	658	580	686	555	738	1070	791	635	623	605	606	670
Gennaio	370	397	451	413	268	563	851	722	590	408	549	516	508
Febbraio	580	543	598	512	370	791	1314	956	858	681	503	634	689
Inverno	483	532	543	537	397	697	1078	823	694	570	552	585	624
Marzo	385	452	401	322	800	1596	1903	1503	1232	612	462	497	847
Aprile	277	293	363	356	952	1979	2035	1971	1206	684	350	322	899
Maggio	332	337	348	504	1878	3157	2775	2112	1396	687	278	417	1185
Primavera	331	360	370	394	1210	2244	2237	1862	1278	661	363	412	977
Giugno	235	193	178	383	1846	2814	2706	1764	828	512	315	199	997
Luglio	113	87	88	254	1493	2519	2533	1825	857	430	271	185	887
Agosto	68	47	65	191	1416	2390	3400	1812	689	378	270	181	908
Estate	138	109	110	276	1585	2574	2879	1800	791	440	285	188	930
Settembre	100	104	137	266	1228	2116	2015	1315	649	316	306	253	733
Ottobre	283	335	226	301	316	831	1401	1073	734	541	409	310	563
Novembre	574	685	626	476	462	983	1393	1133	820	612	669	702	761
Autunno	319	374	329	347	668	1310	1603	1173	734	489	461	421	685
Anno	317	343	338	388	965	1706	1949	1414	874	540	415	401	804

TABELLA 5b

DIREZIONE S

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	388	347	351	398	314	505	548	680	637	371	424	488	454
Gennaio	275	244	273	312	358	317	388	393	507	284	316	324	332
Febbraio	337	339	353	264	346	483	723	795	729	541	430	306	470
Inverno	333	310	325	324	339	435	553	622	624	398	390	372	418
Marzo	289	295	170	161	384	526	597	759	479	342	368	357	393
Aprile	206	185	121	142	422	789	1107	1117	694	410	405	300	491
Maggio	199	142	172	218	430	675	903	773	702	433	301	277	435
Primavera	231	207	154	173	412	663	869	883	625	395	358	311	440
Giugno	242	205	200	322	637	966	1151	963	885	550	407	268	566
Luglio	189	187	157	214	734	1272	1181	1098	902	458	299	318	584
Agosto	242	111	134	133	455	879	1231	947	547	347	298	211	461
Estate	224	167	163	223	608	1039	1187	1002	778	451	334	265	537
Settembre	184	110	74	91	451	916	1272	783	555	289	209	189	426
Ottobre	225	170	221	199	256	714	1088	880	533	365	308	285	437
Novembre	437	505	397	356	476	459	731	882	578	624	440	407	524
Autunno	282	261	230	215	394	696	1030	848	555	426	319	293	462
Anno	267	238	218	233	438	708	909	838	645	417	350	310	464

TABELLA 6b

DIREZIONE SW

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	443	440	397	348	405	359	605	558	472	340	311	441	426
Gennaio	416	384	439	333	441	326	512	601	480	506	396	478	442
Febbraio	520	452	482	463	545	684	948	1103	1003	770	542	583	674
Inverno	459	425	439	381	463	456	688	754	651	538	416	500	514
Marzo	338	372	339	382	321	483	885	1354	1159	629	425	371	588
Aprile	277	253	250	206	400	602	1140	1145	1136	649	509	331	574
Maggio	222	182	133	162	393	637	1055	1203	1189	562	480	261	539
Primavera	279	269	240	250	371	574	1026	1234	1161	613	471	321	567
Giugno	172	169	198	242	547	870	1162	1244	1154	522	416	320	584
Luglio	202	154	109	122	377	809	1570	1910	1583	651	417	273	681
Agosto	153	192	121	80	404	831	1519	1880	1510	636	321	183	652
Estate	175	171	142	148	442	836	1417	1678	1415	603	384	258	639
Settembre	183	128	85	115	343	740	1159	1656	1162	394	241	185	532
Ottobre	364	292	270	300	380	558	836	1114	751	408	347	363	498
Novembre	465	361	320	337	362	421	479	717	696	522	479	462	468
Autunno	337	260	225	250	361	573	824	1162	869	441	355	336	499
Anno	312	281	261	257	409	609	988	1207	1024	548	406	353	554

TABELLA 8b

DIREZIONE NW

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	930	790	746	834	738	396	305	438	526	677	691	699	647
Gennaio	1075	1068	1088	994	776	643	581	490	502	656	764	933	797
Febbraio	919	846	1000	969	682	593	495	696	785	646	680	842	762
Inverno	974	901	944	932	732	544	460	541	604	659	711	824	735
Marzo	846	818	844	805	429	332	356	462	647	618	543	528	602
Aprile	525	512	425	393	242	149	273	484	762	698	339	337	428
Maggio	487	468	502	282	196	200	388	675	828	726	350	345	453
Primavera	619	599	590	493	289	227	339	540	745	680	410	403	494
Giugno	347	359	271	233	153	201	397	800	776	1038	451	322	445
Luglio	323	337	339	293	225	189	185	601	1377	1485	488	286	510
Agosto	376	432	419	340	215	225	272	646	1113	1086	499	354	498
Estate	348	376	343	288	197	205	284	682	1088	1203	479	320	484
Settembre	536	464	484	395	232	284	362	624	994	868	455	521	518
Ottobre	1151	1301	1226	1024	632	466	370	546	828	747	768	925	832
Novembre	852	984	921	912	716	445	455	440	585	712	613	713	695
Autunno	846	916	877	777	526	398	395	536	802	775	612	719	681
Anno	696	698	688	622	436	343	369	574	809	829	553	566	598

TABELLA 9

RIPARTIZIONE PERCENTUALE DELLE FREQUENZE PER INTERVALLI DI INTENSITÀ

	1-4						5-7						8-14						15-22						23-29					
	N	NE	SE	S	SW	NW	N	NE	SE	S	SW	NW	N	NE	SE	S	SW	NW	N	NE	SE	S	SW	NW	N	NE	SE	S	SW	NW
Dicembre	47	23	16	29	26	33	24	19	16	19	24	32	23	38	30	21	32	30	5	16	27	20	14	4	1	4	10	9	3	1
Gennaio	40	17	21	33	26	29	26	21	16	19	27	33	27	39	32	28	32	30	6	18	20	16	12	5	2	4	10	2	3	2
Febbraio	46	20	24	36	26	24	23	20	18	23	24	27	25	36	30	29	36	40	4	18	18	12	11	8	1	5	8	3	1	1
Inverno	44	20	20	32	26	28	24	20	16	20	25	30	25	38	31	26	33	33	5	17	22	16	12	5	1	4	9	5	2	1
Marzo	49	18	22	32	31	28	24	18	21	14	27	29	22	40	34	38	32	35	5	17	17	13	8	8	1	5	5	3	2	1
Aprile	47	35	33	39	29	31	25	23	21	18	29	25	23	28	32	33	35	35	4	12	13	8	7	9	1	3	1	9	1	4
Maggio	46	44	33	36	30	31	23	19	21	21	31	24	26	25	34	35	33	36	6	9	8	5	5	9	1	2	3	1	1	1
Primavera	47	32	29	36	30	30	24	20	21	17	29	26	23	31	33	35	33	35	5	12	13	8	7	8	1	3	3	4	1	2
Giugno	42	49	40	36	34	31	23	23	23	21	24	21	31	21	32	39	31	34	3	7	5	5	9	11	1	1	2	1	2	2
Luglio	43	45	42	41	33	34	23	17	23	16	30	22	30	29	29	37	33	33	4	8	4	5	4	10	0	1	1	1	1	1
Agosto	48	48	46	48	36	29	24	19	21	19	25	26	24	25	27	29	33	39	2	6	6	3	4	4	1	2	1	1	2	2
Estate	44	47	42	41	34	31	23	19	22	18	26	23	28	25	29	35	32	35	3	7	5	4	6	8	0	1	1	1	2	2
Settembre	52	46	33	47	39	35	25	18	25	18	26	27	20	27	32	31	29	34	3	7	8	4	4	4	1	2	1	1	2	1
Ottobre	45	25	19	36	28	25	23	21	20	20	23	30	26	37	29	24	33	37	6	13	23	15	13	8	1	2	10	4	3	1
Novembre	48	27	18	34	29	30	35	22	16	18	27	31	21	35	34	25	31	33	4	13	23	16	12	5	1	3	9	7	1	1
Autunno	48	32	23	39	32	30	24	20	20	19	25	29	22	33	31	26	31	35	4	11	18	12	10	5	1	2	7	4	2	1
Anno	46	33	29	37	30	30	24	20	20	18	26	27	24	32	32	30	32	34	4	12	14	10	9	7	1	3	5	3	2	2

TABELLA 10

RIPARTIZIONE PERCENTUALE DELLE FREQUENZE PER INTERVALLI DI INTENSITÀ

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Dicembre	0	48	28	18	5	1	18	10	44	24	2	15	13	28	33	10	37	15	24	15	9	14	26	40	16	4	31	31	37	1	
	2	53	25	19	3		13	25	42	19		8	16	33	31	12	34	8	26	29	2	18	24	45	12		39	28	30	2	
	4	42	30	24	4		32	14	36	14	5	13	15	28	37	6	26	13	29	19	13	24	19	40	12	5	35	40	21	4	
	6	45	26	24	4		21	19	40	16	4	2	19	37	23	19	15	30	12	30	12	21	31	36	8	5	33	35	29	3	
	8	55	21	20	4		19	18	37	22	3	14	18	25	34	9	29	18	21	14	18	27	20	27	21	5	36	25	36	2	1
	10	47	27	19	5		30	29	24	14	3	22	12	38	22	5	26	21	16	19	19	26	22	40	12		20	40	32	6	2
	12	37	26	22	13	1	29	22	27	18	3	23	26	25	15	10	28	28	18	18	8	14	23	40	18	5	26	39	31	2	2
	14	53	17	22	7		16	24	30	22	7	35	16	24	18	8	35	19	23	17	5	28	26	30	16		32	31	27	9	1
	16	46	25	21	7		23	13	43	16	4	11	24	31	31	3	39	16	14	22	9	37	27	17	14	5	38	26	32	4	
	18	46	21	28	3		22	19	46	9	4	15	13	32	28	11	32	20	22	27		37	23	27	11	2	43	28	24	4	1
	20	44	24	29	3		21	24	37	13	5	12	21	37	18	11	22	28	38	12		34	21	29	13	3	30	38	30	2	
	22	44	27	25	2	2	26	13	44	15	3	16	9	27	27	21	28	13	26	26	7	33	23	25	10	6	37	35	25	3	
Medie		46,8	24,9	22,7	5,0	0,4	22,6	19,2	37,6	16,1	3,7	15,6	16,1	30,5	26,5	10,5	29,3	19,5	21,6	20,1	8.6	26,1	23,9	33,0	14,1	3,3	33,4	33,0	29,6	3,6	0,7

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Gennaio	0	40	28	29	2	1	13	17	49	15	6	14	10	46	20	10	31	23	23	23		30	32	26	6	6	25	34	39	2	
	2	36	30	28	5	1	11	24	38	21	6	9	7	56	22	6	29	28	23	20		30	27	25	16	2	29	37	27	7	
	4	46	20	31	2	1	17	33	33	13	4	3	12	49	24	12	31	16	28	25		23	26	28	23		25	32	39	4	
	6	41	31	23	4	1	19	24	46	10	1	7	22	29	29	13	38	9	25	25	3	27	27	35	8	3	29	33	34	4	
	8	47	24	21	8		17	17	46	14	6	29	6	23	39	3	29	12	35	18	6	25	23	34	16	2	37	30	29	4	
	10	39	25	30	5	1	29	18	32	19	2	41	12	19	14	14	36	9	33	15	7	18	20	47	15		25	27	33	15	
	12	34	26	24	11	5	16	15	38	23	8	38	25	24	11	2	26	21	30	18	5	11	33	43	8	5	15	41	20	9	15
	14	32	22	32	9	5	10	21	35	26	8	28	24	28	17	3	32	25	28	11	4	22	40	21	13	4	33	35	23	6	3
	16	34	21	34	10	1	16	20	36	25	3	32	16	29	14	9	44	18	27	6	5	29	35	23	7	6	39	28	28	5	
	18	38	27	28	7		17	18	42	17	6	16	34	26	11	13	41	22	32	5		40	21	24	14	1	33	35	28	3	1
	20	46	24	21	6	3	16	31	35	18		23	11	34	21	11	21	27	38	11	3	28	28	36	8		31	35	31	3	
	22	43	28	24	4	1	24	18	42	16		15	17	31	20	17	38	29	19	12	2	33	18	37	12		31	31	36	2	
Medie		39,8	25,6	27,1	6,1	1,8	17,1	21.4	39,4	18,1	4,2	21,3	16,4	32,1	20,2	9,5	33,0	19,1	28,5	15,9	2,1	26,4	27,6	31,7	12,2	2,5	29,4	33,2	30,7	5,4	1,7

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Febbraio	0	51	26	20	2	1	13	19	48	15	4	23	15	27	21	15	32	19	35	13	3	24	24	38	12	2	34	30	31	4	2
	2	53	28	16	1	1	15	17	42	20	6	26	2	46	20	7	36	21	29	14		28	23	36	13		32	34	29	3	1
	4	58	18	21	3		27	29	28	10	6	24	10	31	27	8	30	28	23	18	3	25	25	33	13	4	25	31	35	7	1
	6	54	24	18	2	1	37	18	28	16	2	26	17	30	17	11	44	22	22	8	3	30	21	39	7	2	33	26	34	6	1
	8	56	20	21	2	1	34	18	31	14	3	24	37	13	19	8	47	25	21	8		35	22	27	14	2	32	25	32	7	3
	10	44	23	21	10	2	26	22	32	16	4	34	30	22	11	3	38	28	16	14	5	23	20	41	12	4	11	25	57	5	2
	12	37	16	43	2	2	10	24	31	26	8	21	28	35	10	5	25	20	38	14	4	13	28	42	16	2	9	16	52	20	2
	14	29	7	46	14	4	7	13	39	33	8	20	26	37	14	3	23	20	47	6	2	10	25	47	16	2	7	33	49	10	1
	16	28	40	22	8	2	7	13	45	27	7	23	25	26	15	11	24	28	30	14	4	27	26	37	7	3	11	25	55	8	
	18	40	27	30	3		11	23	43	20	3	18	16	42	18	6	32	23	27	14	5	33	24	31	10	1	33	26	35	3	
	20	52	29	16	2	1	20	23	39	17	2	28	9	30	19	14	41	17	30	11	2	39	21	31	9		35	27	33	3	1
	22	61	15	19	5		27	23	37	12	1	24	11	31	29	5	43	25	25	5	2	26	23	41	9	1	25	26	46	3	
Medie		46,9	22,9	24,5	4,6	1,3	19,6	20,2	36,1	18,1	4,6	24,3	18,1	30,1	18,4	9,0	35,9	23,0	28,7	41,7	2,9	26,1	23,6	36,1	11,6	1,9	24,0	26,9	40,6	6,7	1,2

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Marzo	0	67	17	13	2	1	31	14	39	13	3	20	17	34	23	6	47	9	26	12	6	45	23	30	2		36	34	24	6	
	2	68	15	15	2		4	13	37	10	6	16	11	32	38	3	46	13	28	13		42	26	23	9		40	26	30	4	
	4	67	17	12	4		24	15	48	11	1	26	16	29	24	5	40	6	47	5		50	17	23	8	2	40	30	27	2	1
	6	62	19	15	3	1	26	27	33	11	4	26	4	33	30	7	41	6	24	29		38	25	27	10		41	26	31	2	
	8	57	26	14	3		33	24	27	14	2	39	22	24	10	5	45	13	28	10	4	27	30	35	5	3	29	42	24	5	
	10	33	33	27	3	3	17	17	38	21	7	22	30	38	7	3	12	24	45	11	8	21	29	41	7	2	11	35	48	3	3
	12	32	14	45	9		12	19	36	24	9	7	27	49	13	4	10	12	64	14		8	31	48	10	3	6	31	46	17	
	14	11	33	44	11		5	12	49	29	7	10	28	42	19	1	6	20	51	20	3	8	29	48	11	4	3	18	54	22	3
	16	17	35	35	9	4	3	14	42	35	6	13	26	45	10	6	15	21	50	12	2	13	33	41	11	2	12	28	45	12	3
	18	38	38	20	3		22	15	46	14	2	26	24	35	9	6	23	21	45	8	3	40	29	23	7	1	38	26	28	8	
	20	65	17	13	5		22	19	40	12	7	31	25	23	15	6	53	14	28	5		47	19	24	7	3	38	25	28	8	1
	22	67	20	10	2	1	20	27	42	9	2	30	20	28	12	10	50	13	22	11	4	37	37	19	7		43	27	29	1	
Medie		48,9	23,8	21,1	4,8	1,0	18,3	18,0	39,9	16,1	4,7	22,2	20,1	34,4	17,5	5,2	32,3	14,3	38,2	12,6	2,6	31,5	27,4	31,1	7,1	1,8	28,1	29,0	34,5	7,6	1,0

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Aprile	0	67	17	13	2		56	22	15	7		47	13	29	11		58	21	12	6	3	43	26	26	5		48	24	25	4	
	2	71	13	13	1		53	17	19	7	4	48	15	25	12		52	23	23	3		34	39	21	5		44	31	23	2	
	4	69	21	9	1		53	16	24	3	4	34	20	27	17	2	63	25	8	4		17	45	24	10	3	54	28	18		
	6	67	17	13	1		50	27	16	5	3	40	14	30	16		64	16	16	4		45	19	32	3		45	23	31	2	
	8	40	36	22	2		33	32	22	11	2	28	35	24	9	2	37	20	33	7	2	33	29	25	10	2	24	24	45	7	
	10	27	41	32			18	30	32	16	4	12	30	43	13	2	12	22	57	7	1	18	26	45	9	2	13	25	56	6	
	12	30	50	10	10		3	23	49	23	4	6	21	57	15	1	1	7	70	19	3	7	22	58	11	2	12	12	52	24	
	14	10	30	50	10		9	24	41	24	3	6	21	54	13	6	4	7	69	16	3	10	19	63	7	1	7	21	40	31	
	16	7	7	64	14	8	12	23	34	25	7	15	33	40	10	3	8	21	62	9		13	28	54	3	2	7	27	52	15	
	18	46	21	30	2		23	22	44	9	2	36	29	20	15		41	35	16	8		39	33	21	7		23	40	33	4	
	20	66	23	10	1		46	28	20	5	1	64	7	18	11		61	15	14	1		44	29	21	3	3	52	25	19	2	2
	22	69	24	9			61	10	24	3	2	57	11	17	15		72	4	17	7		43	26	28	3		47	25	21	5	2
Medie		47,5	25,0	22,1	3,8	0,6	34,7	22,1	28,4	11,6	3,0	32,9	20,9	32,0	13,4	1.4	39,5	18.0	33,1	7,7	1,0	28,1	28,6	34,1	6,6	1,3	31,5	25,5	34,7	8,6	0,3

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Maggio	0	68	23	8		1	69	21	10			52	9	23	7	7	63	11	22	3		50	34	14		2	50	28	19	2	1
	2	70	17	12		1	73	19	6	2		38	19	31	9	2	62	16	4	4	4	71	10	18		1	46	30	23	1	
	4	72	15	12	1		71	18	9	1	1	42	20	24	11	2	67	15	15	3		47	24	21	5		49	22	28	1	
	6	64	24	10	2		72	17	7	4		49	20	23	7	1	63	18	16	3		18	50	27	5		50	24	24		2
	8	41	38	19	2		40	24	20	10	5	23	35	34	6	2	24	26	43	6		28	30	30	11	2	18	32	36	14	
	10	50	19	25	6		20	20	44	12	4	14	29	46	9	2	2	18	68	12		4	37	48	10		5	16	68	10	
	12	13	27	53	7		3	21	49	24	3	4	22	60	13	1	1	10	80	9		4	20	66	10			13	62	25	
	14		13	54	33		5	21	45	27	1	6	17	61	12	3	8	9	74	8		3	32	56	9		2	12	63	23	
	16	13	18	64	4		9	22	48	14	7	13	29	49	7	2	6	32	55	5	2	6	32	55	5	2	6	28	49	17	
	18	35	33	28	4		32	27	31	10		41	36	18	4	1	25	42	27	3	2	28	47	25			27	40	27	6	
	20	61	24	13	2		63	20	14	3		64	17	15	2	2	62	30	6		2	46	32	18	4		65	18	11	6	
	22	67	22	10	2		71	11	14	3		54	12	21	8	5	60	24	13		3	54	26	17		3	56	24	19	1	
Medie		46,3	22,1	25,6	5,3	0,2	44,0	20,0	25,2	9,2	1,8	33,4	22,1	33,9	7,1	2,6	36,1	20,1	35,3	4,6	1,4	29,1	31,2	33,2	4,9	0,8	31,2	23,1	35,9	8,1	0,2

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Giugno	0	71	19	8	1	1	79	13	6	2		60	21	16	3		69	16	15			75	8	14	3		51	29	17	3	
	2	71	17	12			81	12	6		1	54	19	12	8	8	58	21	21			68	20	6	6		47	27	22	4	
	4	70	19	9	2		84	11	5			58	8	27	4	4	71	22	7			56	20	16	8		50	28	18	4	
	6	66	18	13	3		72	17	10	1		59	16	19	5	1	48	37	8	6	1	39	29	13	19		54	18	26	2	
	8	35	42	18	3		27	30	32	9	2	26	34	35	5		16	26	56	2		15	31	35	11	8	29	7	35	21	7
	10	17	25	42	16		8	21	53	18		6	29	57	7	1	3	10	73	9		8	15	42	30	5	5	25	60	10	
	12	7	13	74		7	7	17	42	32	2	3	19	66	10	2	3	7	75	13	2	1	15	66	17	1		16	60	24	
	14	7	40	53			32	38	27	3		4	28	60	7	1	4	12	76	8		7	19	61	13	1	3	9	47	33	8
	16	6	13	75	6		35	33	24	8		12	31	48	8	1	4	11	74	11		6	28	62	4		3	20	60	16	1
	18	18	40	42			34	32	24	8	2	36	38	24	2		28	41	26	5		32	38	27	3		23	27	36	6	8
	20	69	15	16			54	26	17	3		64	26	9	1		61	24	13	2		45	27	23	3	1	46	20	33	1	
	22	78	12	10			70	21	7	2		83	4	10	2		67	19	14			53	34	11	2		60	22	12	4	2
Medie		42,9	22,9	31,0	3,5	0,6	48,7	22,7	21,1	7,2	0,5	38,9	22,9	31,1	5,2	1,6	36,0	20,6	38,7	4,8	0,2	33,9	23,8	31,4	9,1	1,4	30,9	20,7	35,0	10,8	2,2

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Luglio	0	70	23	6	1		83	13	4			84	4	4	8	
	2	70	22	8			78	14	7	1		73	12	15		
	4	71	16	13			87	10	3			70	12	12	6	
	6	66	23	10	1		75	14	9	2		63	24	13		
	8	46	34	20			26	39	30	5		18	43	37	2	
	10	16	26	58			9	22	48	16	5		31	60	8	1
	12		25	50	25		7	18	65	10		4	19	66	9	2
	14	12	6	70	12		3	10	60	24	3	2	18	65	11	2
	16	11	17	72			9	5	59	27		14	35	47	4	
	18	30	32	32	6		31	25	28	13	3	33	48	15	3	1
	20	58	25	16	1		56	22	20	2		72	20	8		
	22	66	27	7			75	14	11			78	10	9	2	
Medie		43,0	23,0	30,2	3,1		44,1	17,2	28,8	8,4	0,9	42,7	23,0	29,2	4,5	0,6

Mese	Ore	S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Luglio	0	67	18	8	7		66	23	11			64	21	14		1
	2	78	5	11	3	3	63	31	6			53	30	17		
	4	80	6	6	8		43	48	9			59	21	19	1	
	6	66	20	11	2		46	36	18			50	33	13	4	
	8	15	41	43	1		7	43	43	5	2	22	26	26	26	
	10	4	12	77	7		7	26	56	10	1	12	12	53	23	
	12	2	4	82	11	1	1	11	74	12	2	5	18	59	18	
	14	4	3	83	10		1	15	71	12	1		6	71	23	
	16	11	6	74	8	1	4	22	65	8	1	2	16	63	16	3
	18	31	31	35	3		22	49	28	1		18	41	37	3	1
	20	71	19	10			55	38	7			55	28	17		
	22	63	29	5	3		78	16	5	1		69	17	12		2
Medie		41,0	16,2	37,1	5,3	0,4	32,9	29,1	32,9	4,1	0,7	34,1	22,5	33,5	9,6	0.6

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Agosto	0	79	11	7	2	1	80	10	8	2		83	11	6			64	16	15	5		46	25	25	4		56	27	15	1	1
	2	60	15	24		1	83	9	4	3	1	83	8	9			78	4	13	5		45	41	3	4	7	44	32	21	3	
	4	74	18	7	1		86	7	4	3		77	8	8	7		73	11	11		3	44	22	28	6		43	30	24	3	
	6	72	21	6	1		78	14	6	1	1	75	5	12	8		75	18	6			68	26	6			47	24	24	2	2
	8	52	38	9	1		33	40	23	4		26	40	24	4	5	40	30	27	3		18	41	35	2	4	5	28	57	5	5
	10	19	38	35	8		18	24	45	11	1	4	36	51	7	2	11	18	69	1		9	28	58	4	1	4	30	61		5
	12	16	21	47	16		4	23	59	7	7	2	14	69	12	3	6	14	69	11		2	11	81	6		3	25	68	4	
	14		30	60		10	5	15	65	10	5	6	23	58	10	2	10	22	61	7		6	20	63	10	1	2	6	73	15	4
	16	18	29	47		6	12	37	25	17	8	11	39	45	4	1	20	22	51	6		12	26	54	6	1	3	23	64	9	1
	18	39	37	24			45	12	36	7		33	37	22	7		43	41	16			44	27	29			27	36	32	4	1
	20	76	13	9	1		60	20	13	7		62	20	16		2	75	20	5			71	21	8			52	36	11	1	
	22	70	21	9			77	12	8	3		85	9	4	2		78	12	10			76	14	7	3		62	19	18	1	
Medie		47,1	24,4	23,8	2,4	1,4	48,5	18,7	24,8	6,0	1,9	45,7	20,8	27,0	4,1	1,3	47,9	19,0	29,5	3,2	0,2	36,7	25.2	33,1	3,9	1,1	29,0	26,4	39,0	4,0	1,7

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Settembre	0	77	15	7	1		76	13	9	2		53	18	29			64	15	15	6		52	31	7	7	3	52	31	16	1	
	2	75	20	5			82	12	2	2	2	52	33	15			70	5	20	5		45	35	15		5	58	27	14	1	
	4	72	21	6		1	78	9	9	4		52	19	19	10		85	10	5			55	18	9	9	9	52	28	19	1	
	6	69	21	9	1		77	17	5	1		43	27	24	4		71	19	10			38	25	31	6		55	30	15		
	8	55	24	15	5	1	36	36	22	4	2	28	36	32	3	1	35	32	30	3		38	16	36	5	5	35	23	35	7	
	10	33	29	35	3		26	30	30	14		9	26	56	8	1	15	14	66	5		16	30	44	10		3	41	50	3	3
	12	18	26	43	9	4	15	18	53	9	5	7	27	49	14	3	4	16	68	12		9	28	58	4	1	6	12	67	15	
	14	9	45	41	5		11	11	50	21	7	16	27	49	7	1	8	18	68	5	1	10	20	67	3		5	21	64	10	
	16	28	25	37	9		4	10	63	20	3	15	27	49	7	2	21	23	53		3	17	42	38	3		6	25	61	8	
	18	52	27	21			35	24	38	3		22	40	28	10		52	24	22	2		62	23	14	1		44	37	17	1	1
	20	64	24	11	1		49	18	29	1	3	54	10	18	13	5	70	24	2	4		61	27	10	2		58	24	18		
	22	68	17	15			68	16	13	3		42	14	24	17	3	64	17	9	9		65	16	19			46	25	26	3	
Medie		51,9	24,6	20,5	2,1	0,5	47,1	17,6	26,6	7,0	1,7	32,8	25,3	32,7	7,9	1,3	46,7	18,1	30,8	4,3	0,3	39,0	25,1	29,0	4,1	1,9	35,0	27,0	33,6	4,1	0,3

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Ottobre	0	56	19	24	1		27	31	35	5	2	10	10	33	42	4	29	33	8	26	4	32	12	31	17	8	30	28	32	4	6
	2	57	20	22	1		19	27	37	17		27	5	5	36	27	50	5	20	25		21	24	28	27		26	28	35	5	6
	4	50	26	20	4		31	21	42	6		12	12	35	29	12	39	22	9	21	9	23	16	42	16	3	28	27	40	4	1
	6	51	25	23	1		35	11	28	21	5	17	21	21	29	12	40	15	15	20	10	36	16	23	19	6	30	38	27	4	1
	8	45	24	21	3	6	40	23	26	8	3	48	15	22	10	5	36	11	36	14	3	29	24	28	17	2	28	33	33	5	1
	10	44	21	22	12	1	22	26	40	10	2	29	30	30	8	3	32	23	36	8	1	16	21	39	16	8	8	43	33	14	2
	12	20	29	27	18	6	10	22	44	23	1	11	29	43	15	2	15	27	46	10	2	15	27	44	13	1	12	20	41	27	
	14	18	20	44	16	2	6	16	57	17	5	12	26	48	11	3	25	33	32	10		15	28	49	7	1	18	29	43	10	
	16	31	31	31	6	1	11	17	56	16		21	24	32	13	10	37	23	27	12	1	35	32	27	6		23	34	38	5	
	18	50	20	27	2	1	15	25	44	12	4	13	28	28	23	8	49	23	17	9	2	50	27	17	5	1	36	28	33	3	
	20	52	22	25	1		40	22	29	7	2	13	13	30	27	17	47	14	19	11	8	37	24	30	9		31	32	33	3	1
	22	59	17	24			41	13	33	13		12	28	20	28	12	37	20	20	13	10	27	23	38	6	6	33	22	39	6	
Medie		44,4	22,8	25,1	5,4	1,4	24,9	21,2	39,3	12,1	2,0	18,9	20,1	28,1	22,7	9,7	36,4	20,9	23,9	14,1	4,2	28,0	22,1	33,0	13,2	3,0	25,3	30,2	35,6	7,6	1,5

continuazione tab. 10

Mese	Ore	N					NE					SE					S					SW					NW				
		1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29	1 - 4	5 - 7	8 - 14	15 - 22	23 - 29
Novembre	0	56	22	18	3	1	30	15	46	2	7	7	14	43	27	9	29	14	36	14	7	13	32	36	17	2	35	32	27	6	
	2	60	16	19	5		26	22	36	14	2	14	11	42	22	11	46	9	24	15	5	37	27	23	13		33	26	34	6	1
	4	52	25	20	2	1	30	17	35	13	6	5	7	30	40	17	39	8	16	32	5	41	25	23	11		31	37	25	6	1
	6	54	26	17	2	1	34	18	30	16	2	11	9	40	26	14	39	10	24	24	3	18	23	44	9	6	32	26	37	5	
	8	42	37	17	3	1	43	23	29	5		32	7	27	24	10	22	18	35	18	7	39	13	29	17	2	26	29	35	9	1
	10	35	32	27	4	1	39	27	20	11	3	33	19	27	16	5	23	23	25	13	16	21	28	36	15		21	32	38	9	
	12	40	16	34	7	2	28	28	28	10	6	19	34	27	15	5	20	20	36	15	9	21	32	34	13		12	40	40	6	2
	14	38	29	18	9	5	13	33	32	18	4	25	22	35	13	5	22	30	30	13	5	17	41	34	8		20	32	45	3	
	16	48	25	23	3	1	20	22	40	14	4	21	15	41	19	4	36	24	21	11	8	41	26	24	9		36	23	37	4	
	18	51	23	24	2		20	17	46	14	3	20	9	42	27	2	37	18	22	19	4	37	28	25	10		36	34	27	3	
	20	45	29	20	5		24	20	42	13	1	9	21	34	25	11	48	20	18	10	3	33	26	25	12	4	39	35	23	2	1
	22	56	21	20	3		22	17	34	24	3	18	21	21	24	16	45	19	17	8	11	26	25	34	15		42	23	32	3	
Medie		48,1	25,1	21,5	4,0	1,1	27,5	21,7	34,1	12,1	3,5	17,1	15,9	34,1	23,2	9,1	3,1	17,9	25,4	17,3	6,9	28,8	27,2	30,7	12,5	1,1	30,3	30,9	33,3	5,1	0,5

TABELLA 11

INTERVALLI DI VARIABILITA'

(In percento rispetto ai valori medi)

FREQUENZE

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Inverno	15	20	30	58	16	47	27	23
Primavera	32	47	35	25	65	14	31	31
Estate	10	31	28	34	77	22	25	12
Autunno	17	47	31	39	6	26	26	40
Anno	10	21	15	18	19	14	14	12

INTENSITÀ

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Inverno	17	10	7	44	4	1	13	7
Primavera	2	7	3	2	1	5	4	3
Estate	9	1	4	24	6	3	11	4
Autunno	20	6	3	5	2	8	9	3
Anno	6	3	2	9	2	2	5	2

Σ Vm ORARIE

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Inverno	17	16	26	36	36	26	22	16
Primavera	19	30	22	16	36	10	21	18
Estate	10	17	21	23	56	15	19	9
Autunno	21	28	21	24	9	19	23	24
Anno	10	15	22	16	12	9	20	9

TABELLA 12

INTERVALLI DI VARIABILITA'

(In percento rispetto alle escursioni giornaliere)

FREQUENZE

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Inverno	7	10	15	10	17	7	18	11
Primavera	6	11	10	6	13	8	9	8
Estate	4	10	12	4	19	10	16	8
Autunno	5	8	13	12	18	8	10	14
Anno	4	5	9	5	9	5	9	6

INTENSITÀ

Inverno	9	14	13	14	17	16	17	10
Primavera	7	9	15	21	16	7	11	6
Estate	13	5	8	12	9	7	13	5
Autunno	4	8	10	11	7	17	7	10
Anno	5	5	6	8	6	6	7	3

Σ Vm ORARIE

Inverno	10	15	18	16	23	17	20	12
Primavera	9	11	14	16	16	9	13	8
Estate	9	10	11	9	16	9	16	7
Autunno	5	9	13	13	14	14	10	13
Anno	5	6	8	8	9	6	9	5

TABELLA 13

FREQUENZA PERCENTUALE DELLE CALME

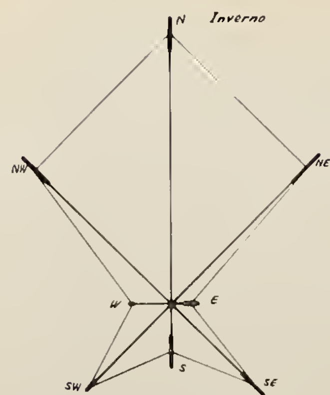
	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	Media
Dicembre	5,8	4,5	4,7	4,7	6,3	5,3	2,4	3,5	6,0	5.6	5,8	5,8	5,0
Gennaio	5,9	5,4	4,1	4,1	3,5	1,7	1,6	2,4	2,7	4,9	5,9	5,4	3,9
Febbraio	7,8	3,9	8,3	6,2	8,3	2,4	2,4	2,4	1,9	5,6	8,7	6,5	5,3
Inverno	5,8	4,6	5.6	5,0	6,0	3,1	2,1	2.7	1,7	5,3	6,8	5,9	4,7
Marzo	9,3	8,7	9,2	9,0	3,9	0.8	0,8	0.8	0,8	2,9	8,1	10,7	5,4
Aprile	16,0	14,3	12,5	12,7	3,5	0,8	0,6	0,3	0,4	4,0	9,5	10,3	7,0
Maggio	12,4	12,9	14,4	10,6	0.6	—	—	0.3	0,3	2,7	6.3	10,8	5,9
Primavera	12,5	11,9	12,0	10,7	2,6	0,5	0,5	0.5	0,5	3,3	7,9	10,6	6,1
Giugno	11,0	13,3	14,0	6.3	1,5	0,3	—	0,2	0,2	1,1	5,2	9,3	5,2
Luglio	10,8	14,5	13,5	5,1	1,1	0,5	0.2	0,2	0,2	1,3	5,5	9,8	5,2
Agosto	16,1	15,2	15,3	7,7	1,3	0,8	0,2	0,2	0,8	2,1	8,1	11,8	6,6
Estate	12,6	14,3	14,2	19,1	1,3	0,5	0,1	0,2	0,4	1,5	6,2	10,3	5,6
Settembre	15,3	12,2	13,7	11,3	2,8	1,7	1,0	4,3	1,3	5,2	10,0	10,3	7,4
Ottobre	10,0	6,0	6,9	4,8	3,1	0,8	0,2	0,5	0,7	5,5	8,2	7,3	4,5
Novembre	5,5	5,0	5,3	4,7	4,7	2,8	1,5	2,0	4.2	5,5	6,2	6,0	4,4
Autunno	10,2	7,7	8,6	6,9	3,5	1,7	0,9	2,3	2,1	5,4	8,1	7,8	5,4
Anno	10.7	9,8	10,1	10,4	3,3	1,4	0,9	1,4	1,1	3.8	7,2	8,6	5,4

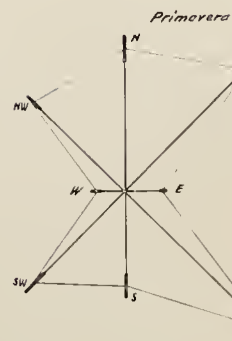
TABELLA 14

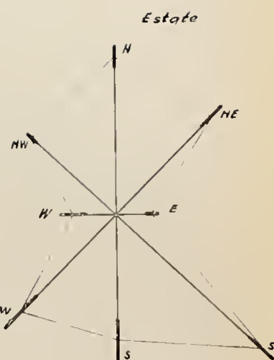
Rapporto delle escursioni giornaliere delle frequenze rispetto ai valori medi

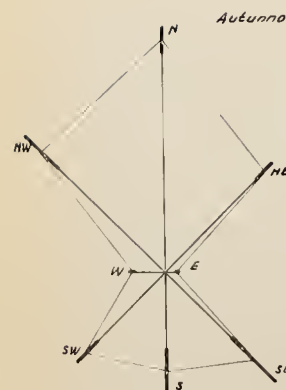
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Inverno	0,90	1,07	1,94	1,45	0,98	0,62	0,68	0,85
Primavera	1,84	0,85	1,11	1,80	0,98	1,34	1,61	1,04
Estate	2,10	1,66	1,87	2,29	1,09	1,81	2,50	2,20
Autunno	1,22	1,01	1,36	2,03	1,42	1,69	2,06	0,92
Anno	1,37	0,64	0,90	1,79	1,02	1,37	1,55	1,00

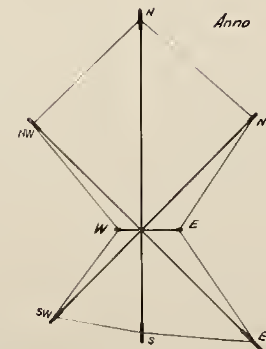
FREQUENZA



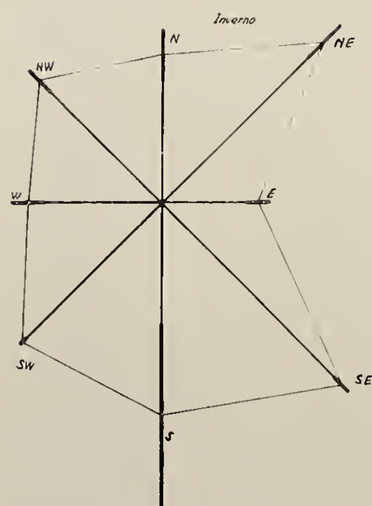


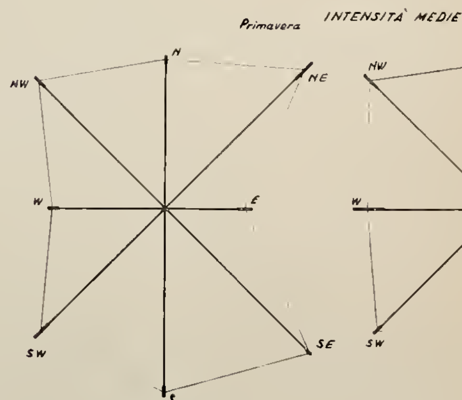


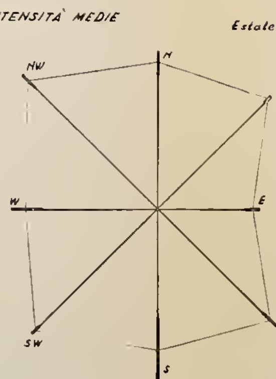


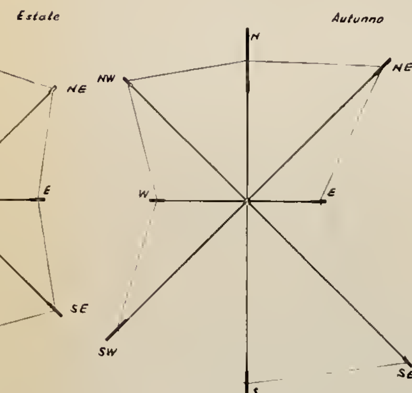


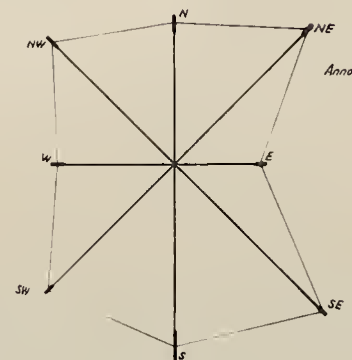
INTENSITÀ MEDIE



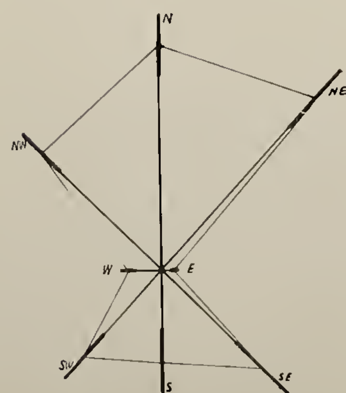


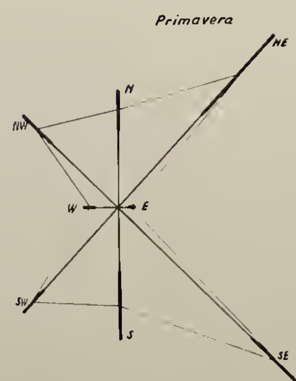


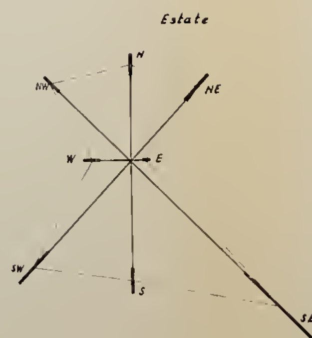


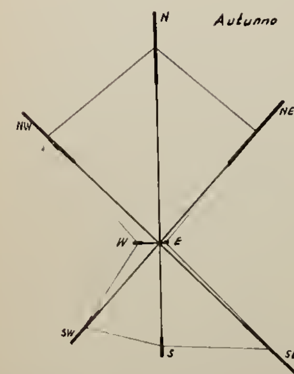


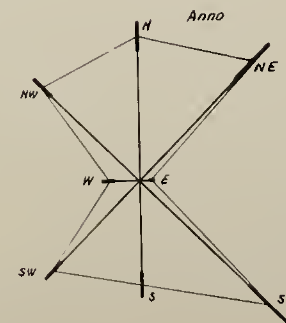
$\sum$ Vm orarie



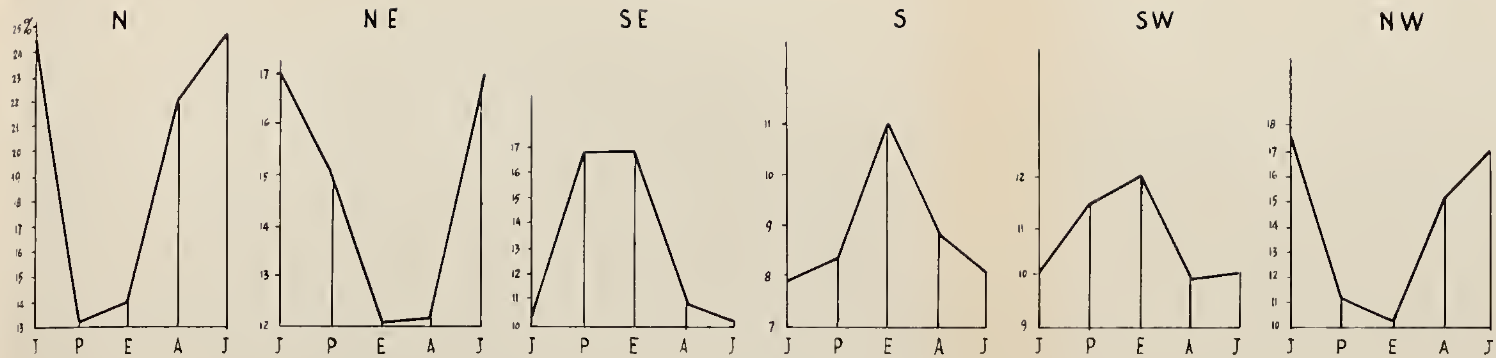




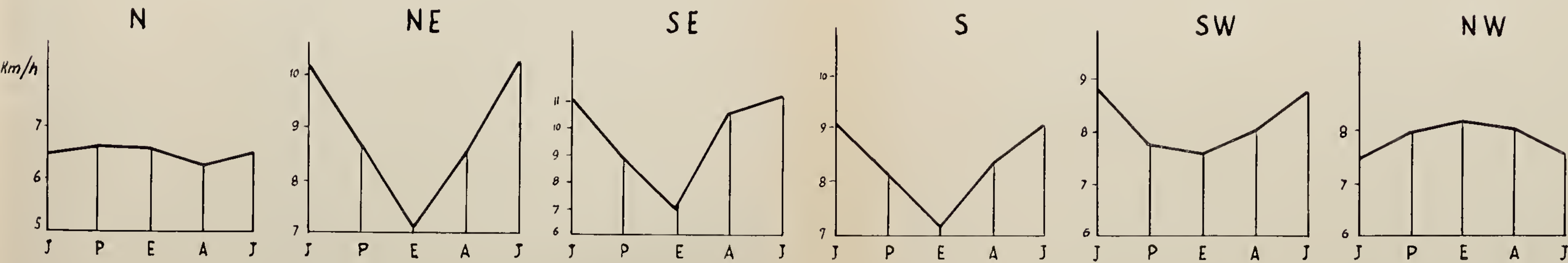




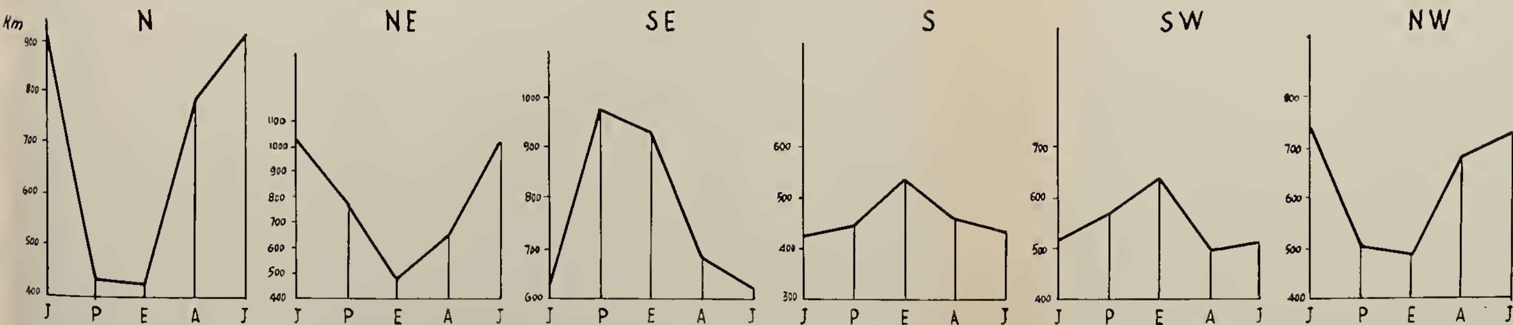
Frequenze

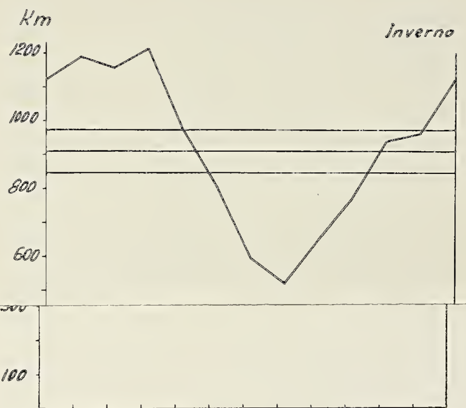


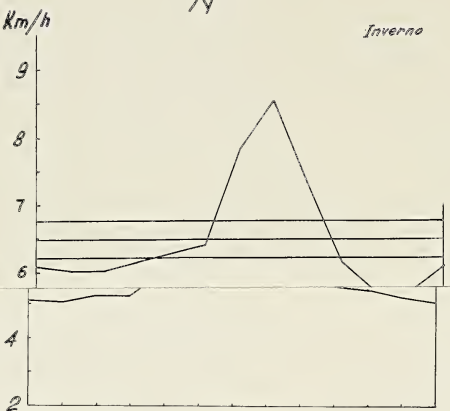
Intensità

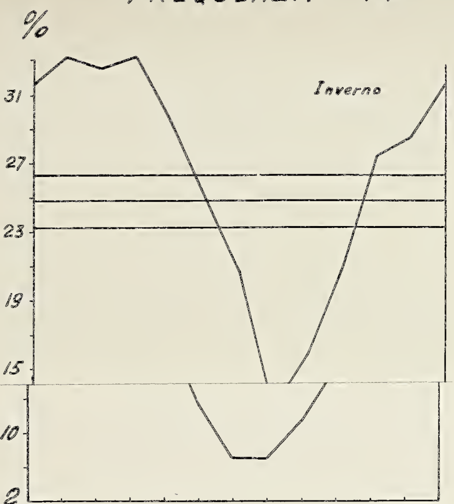


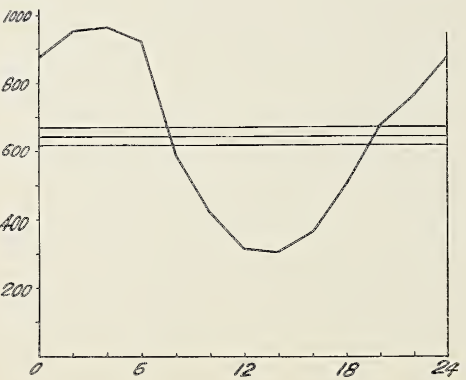
Σ Vm orarie

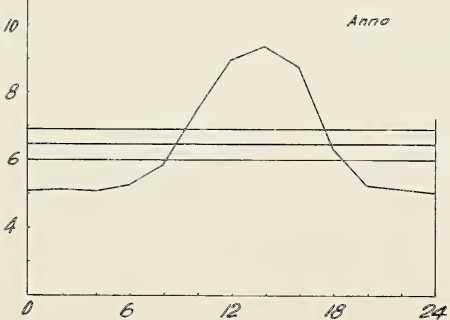


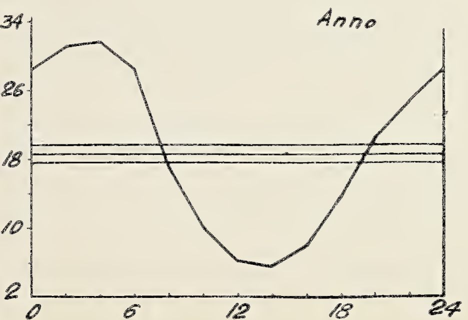

FREQUENZA N
%
Inverno
31
27
23
19
15
10
2


INTENSITÀ N
Km/h
Inverno
9
8
7
6
4
2


Σ Vm orarie N
Km
Inverno
1200
1000
800
600
100


Anno
34
26
18
10
2
0
6
12
18
24

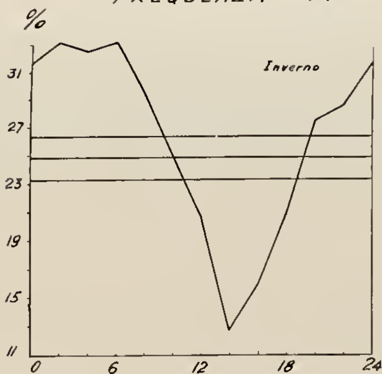

Anno
10
8
6
4
0
6
12
18
24

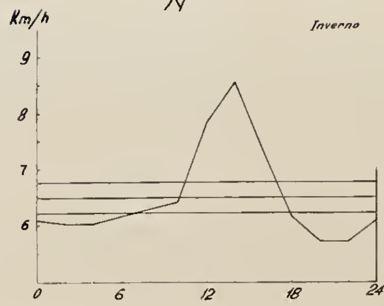

Anno
1000
800
600
400
200
0
6
12
18
24

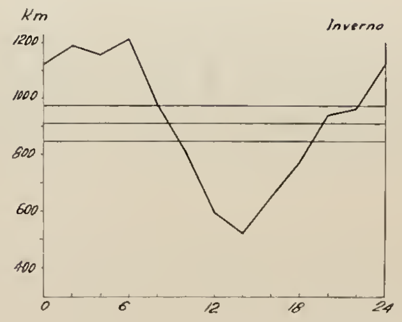
FREQUENZA N

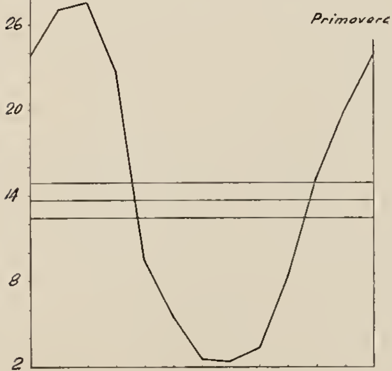
INTENSITÀ N

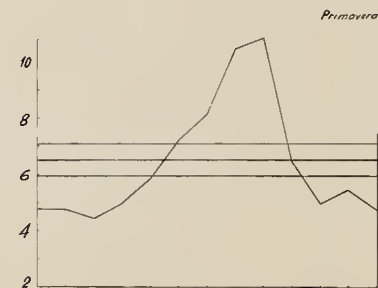
Σ Vm orarie N

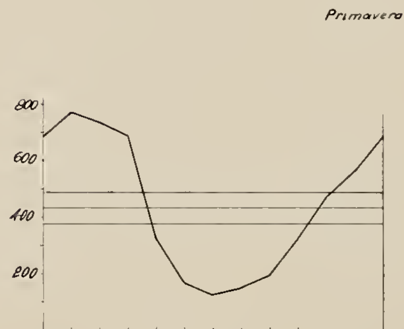


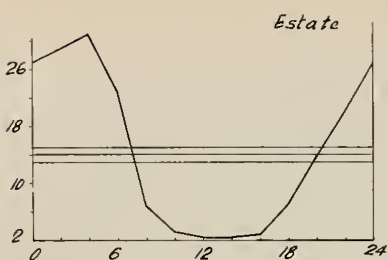


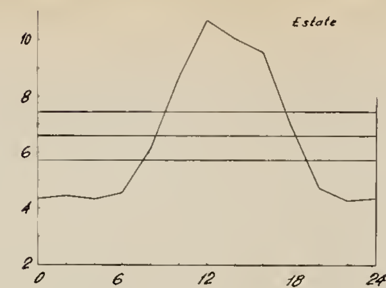


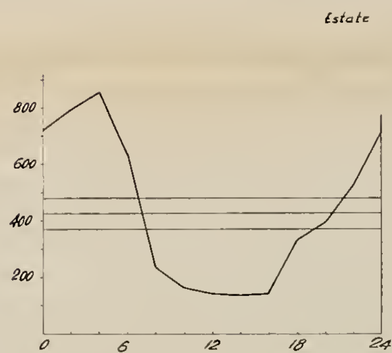


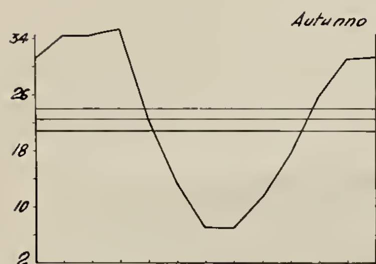


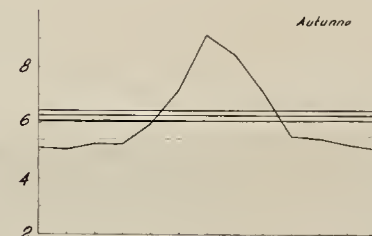


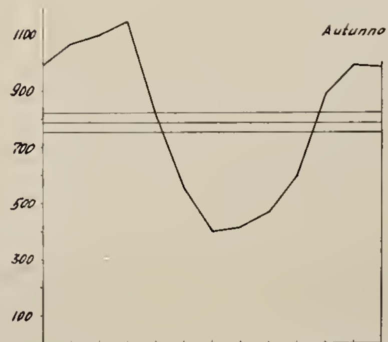


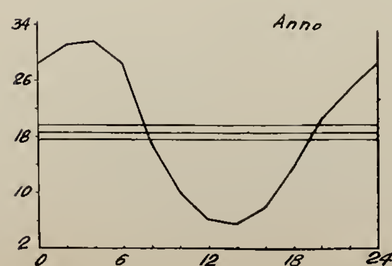


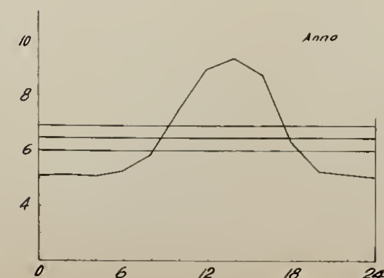


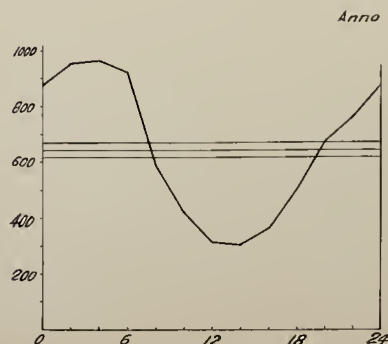


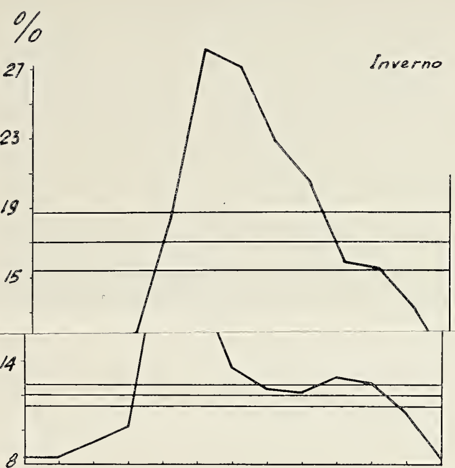


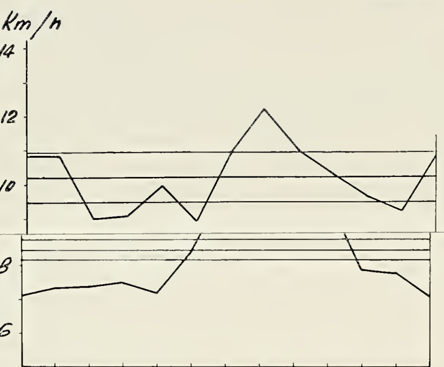


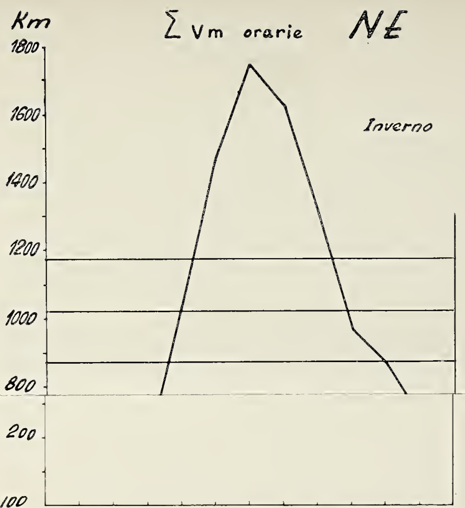


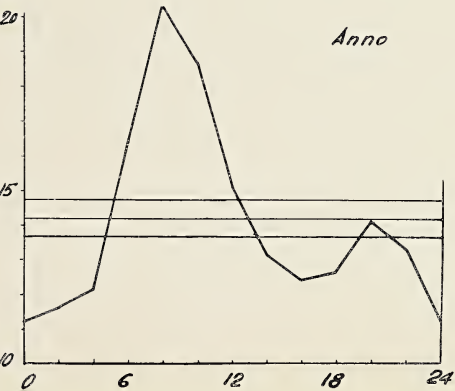


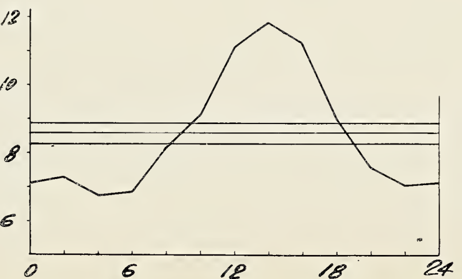


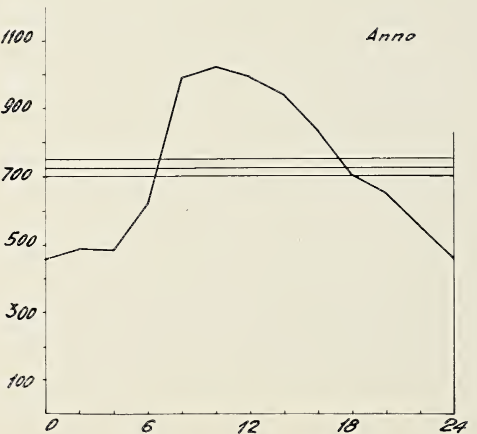

FREQUENZA NE
%
27
23
19
15
14
8
Inverno


INTENSITA' NE
Km/h
14
12
10
8
6
Inverno


Km
Σ Vm orarie NE
1800
1600
1400
1200
1000
800
200
100
Inverno


20
15
10
0
6
12
18
24
Anno

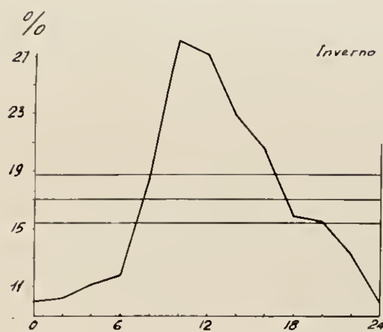

12
10
8
6
0
6
12
18
24
Anno

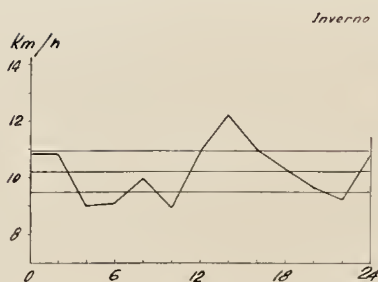

1100
900
700
500
300
100
0
6
12
18
24
Anno

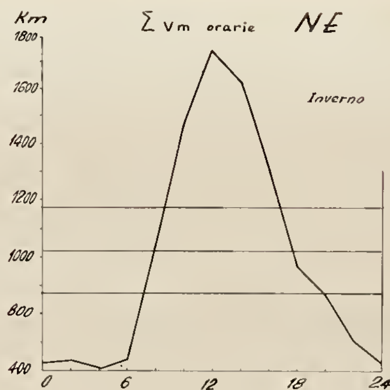
FREQUENZA NE

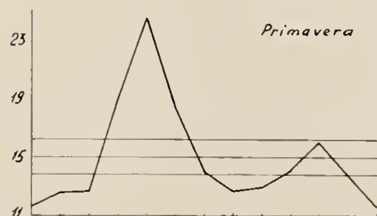
INTENSITA' NE

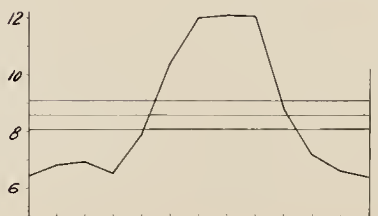
Σ Vm orarie NE

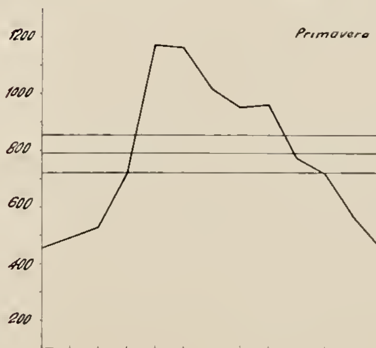


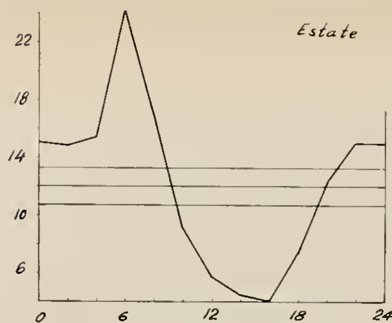


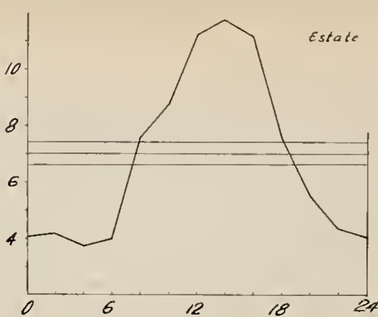


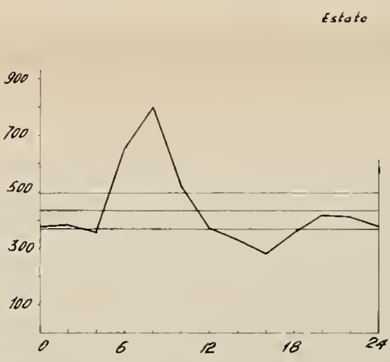


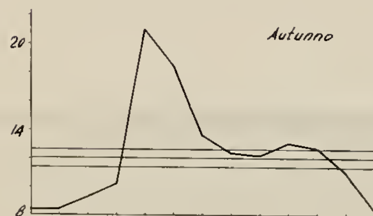


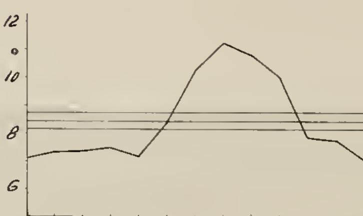


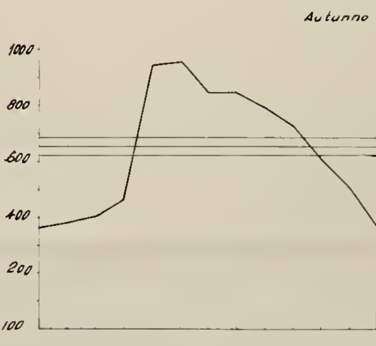


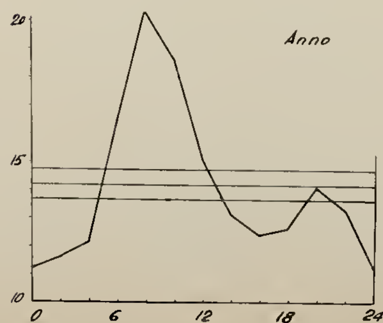


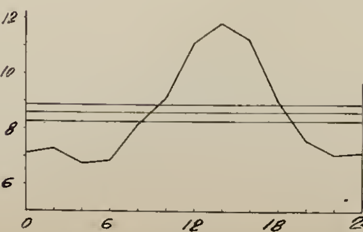


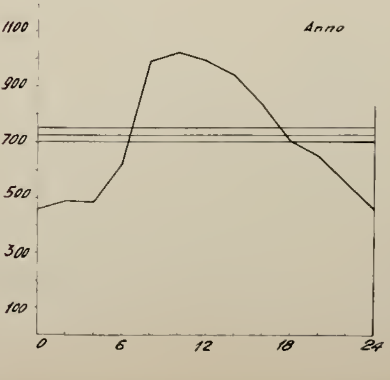








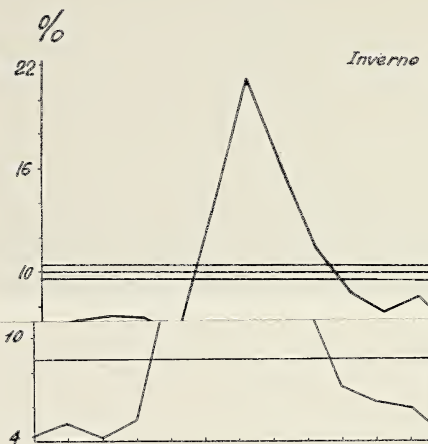


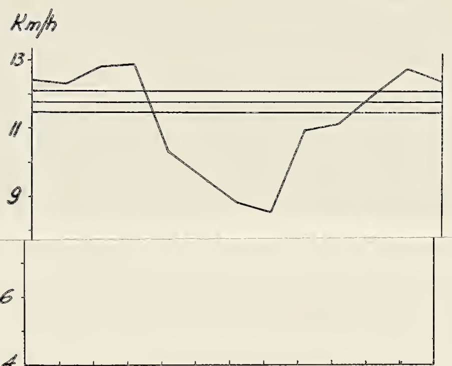


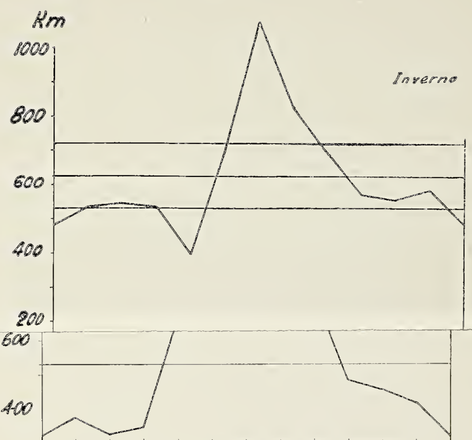
FREQUENZA SE

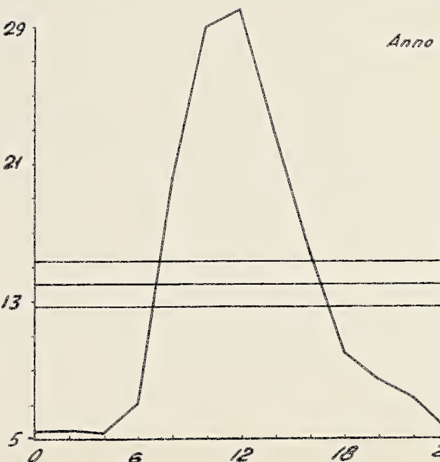
INTENSITA' SE

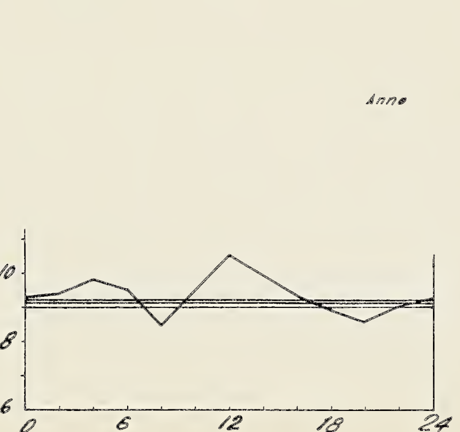
Σ Vm orarie SE

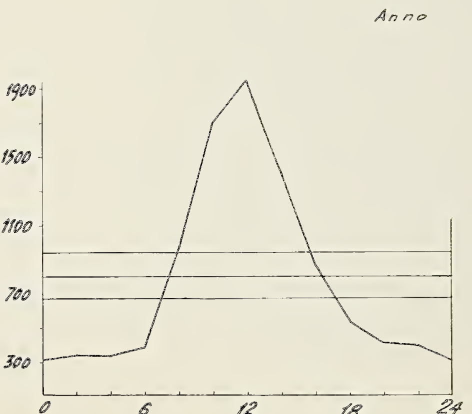








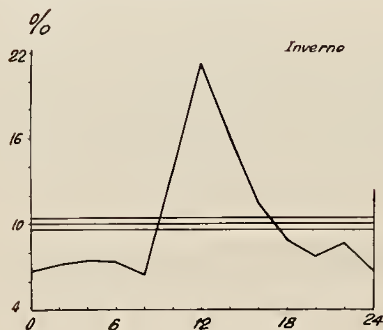


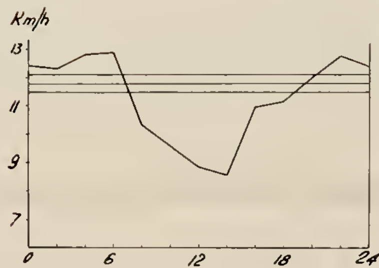


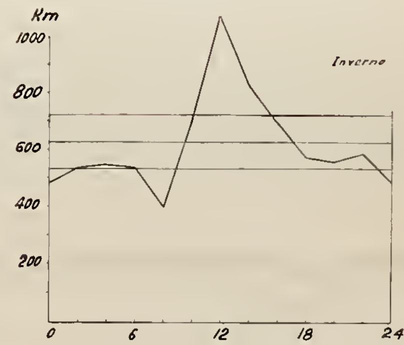
FREQUENZA SE

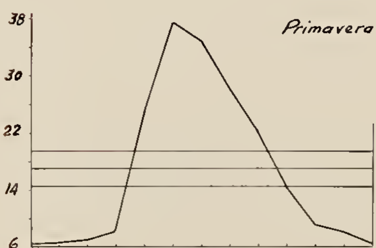
INTENSITA' SE

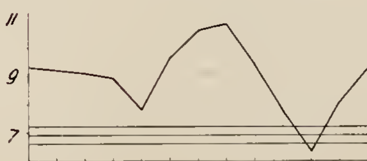
Σ Vm orarie SE

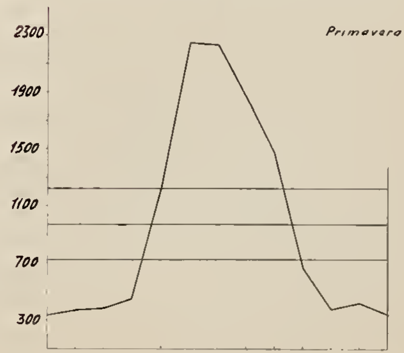


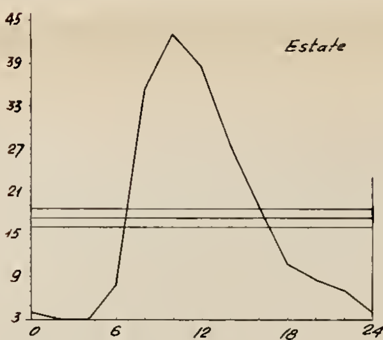


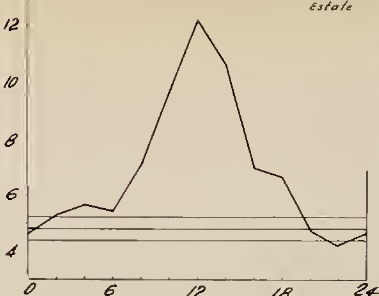


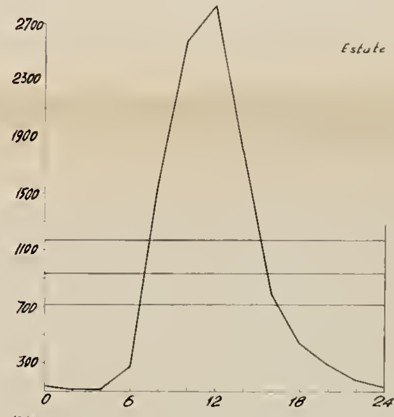


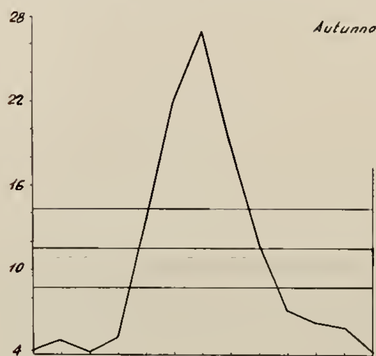


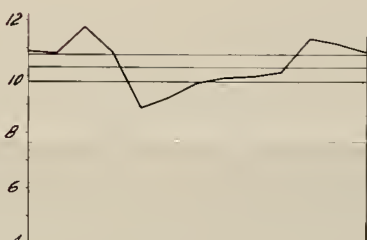


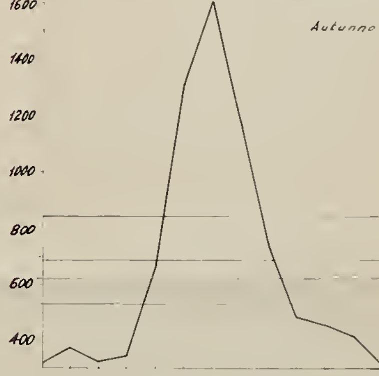


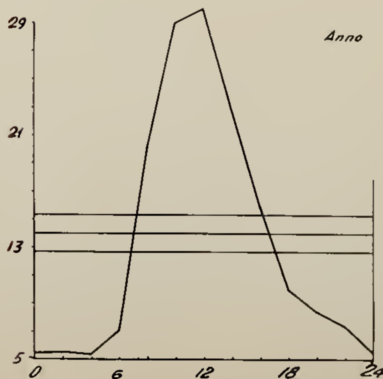


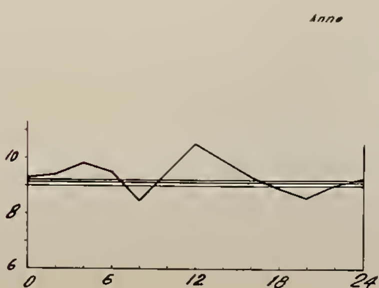


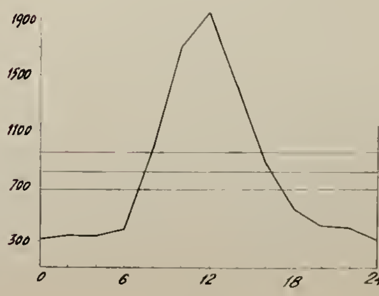








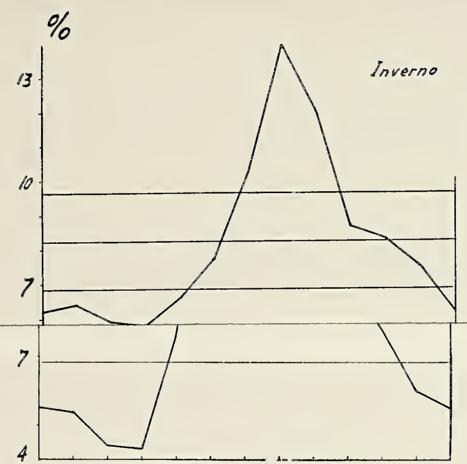


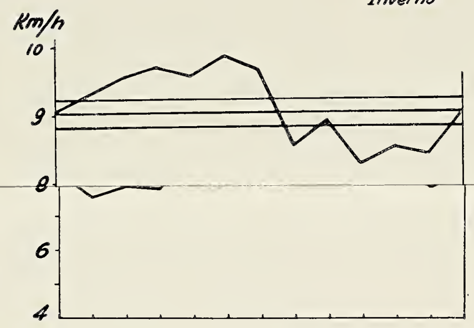


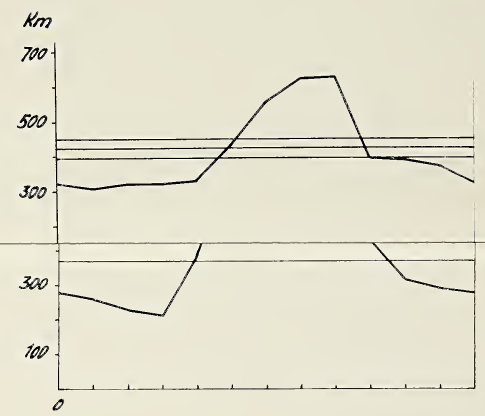
FREQUENZA S

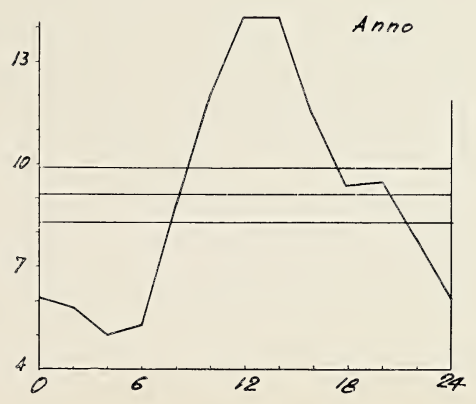
INTENSITA' S

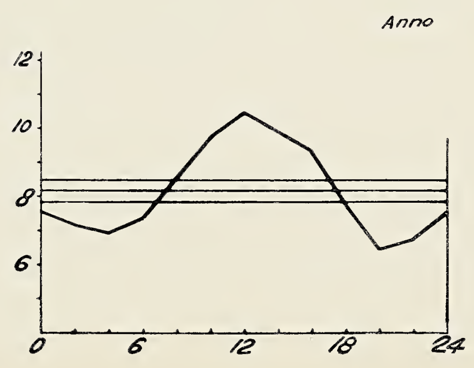
∑ Vm orarie S

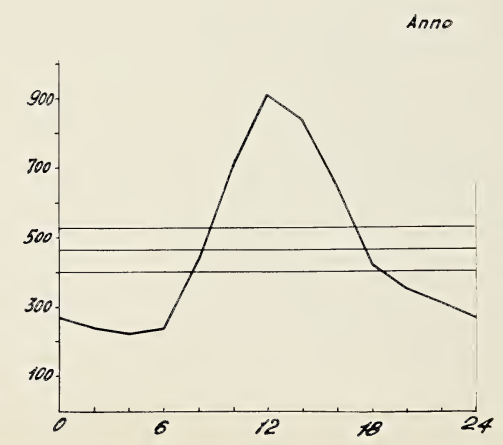








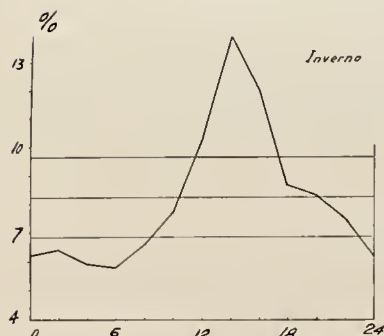


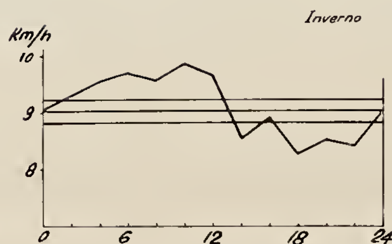


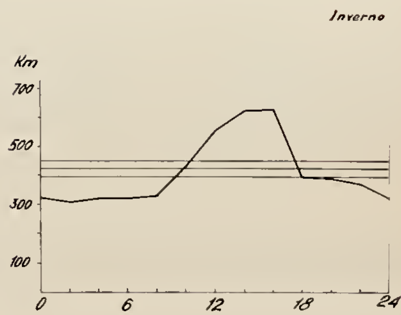
FREQUENZA S

INTENSITÀ S

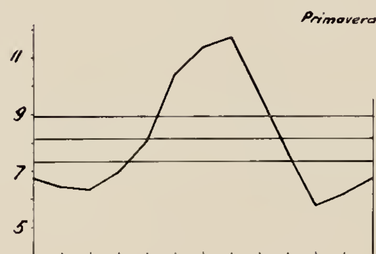
Σ Vm orarie S

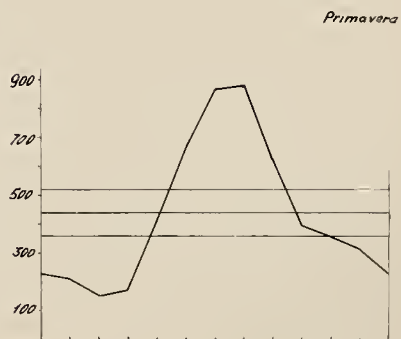




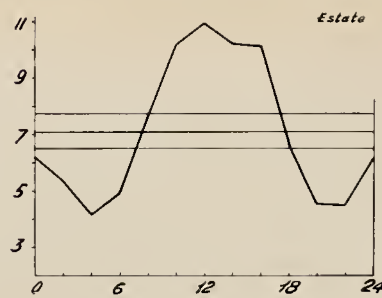


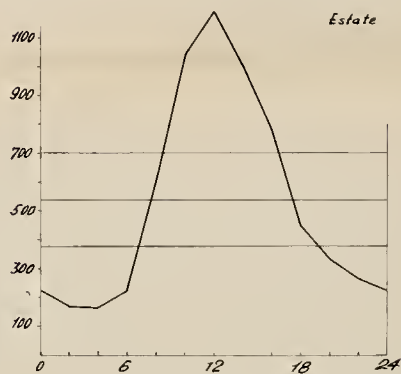


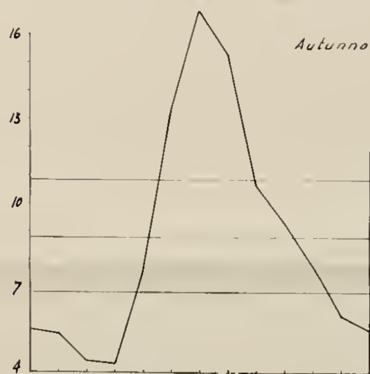


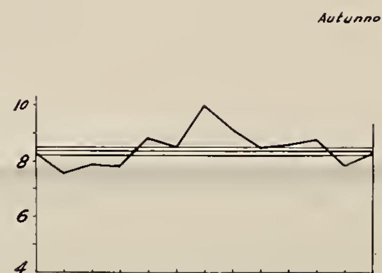


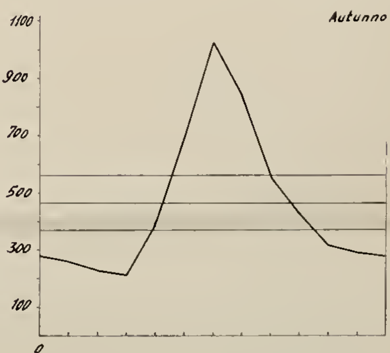


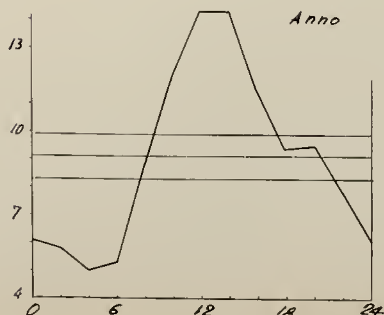


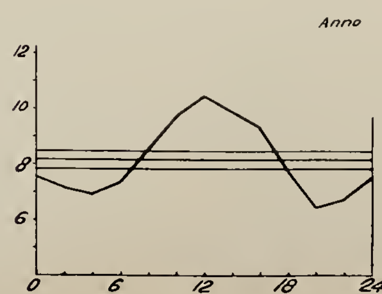


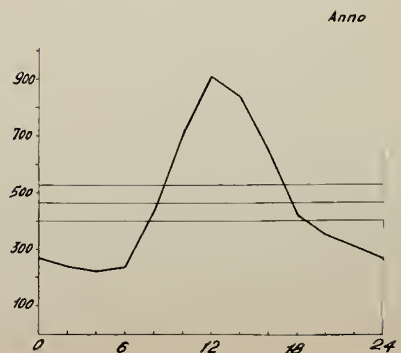




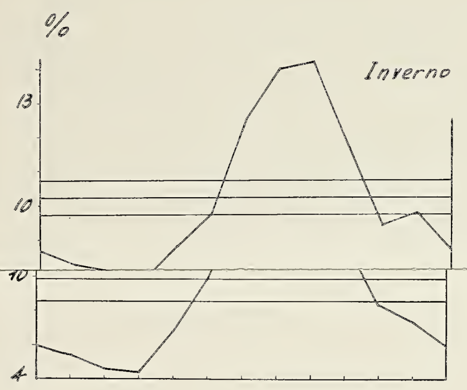


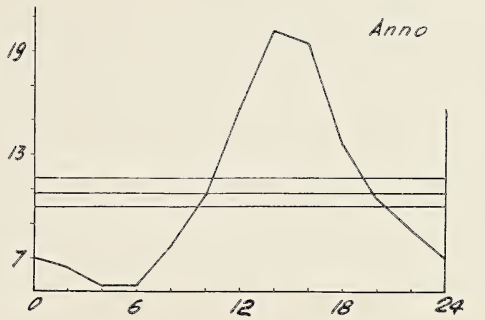




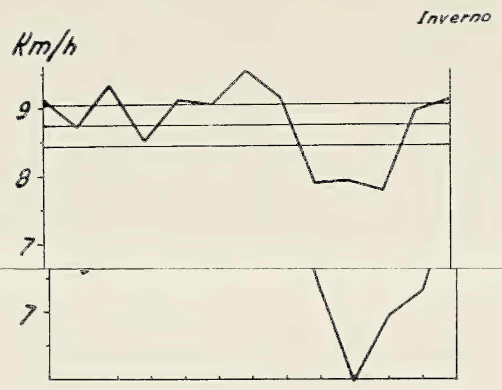


FREQUENZA SW



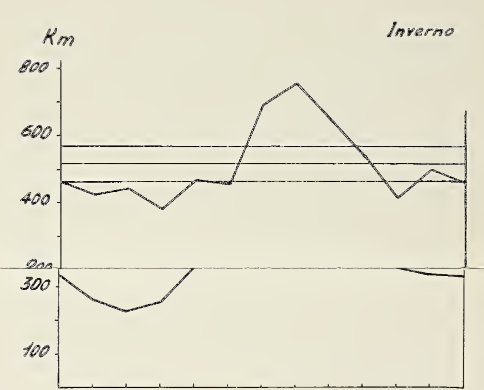


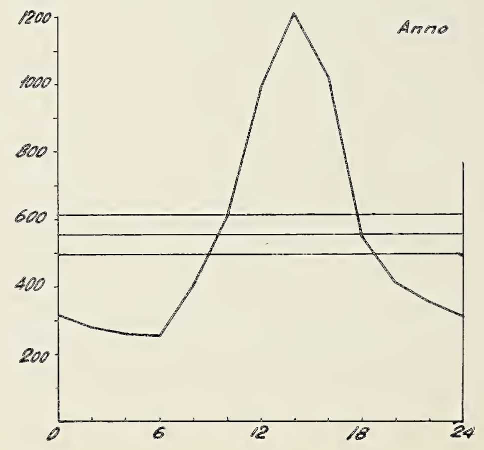
INTENSITA' SW



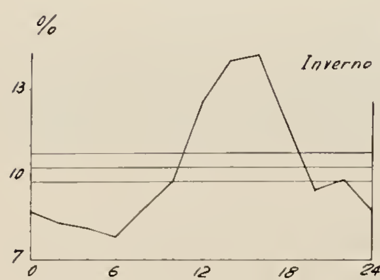


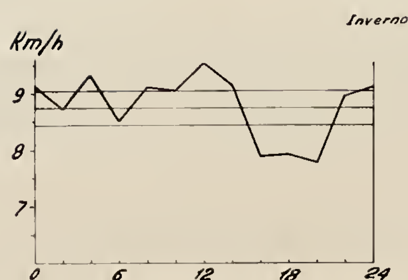
Σ Vm orarie SW

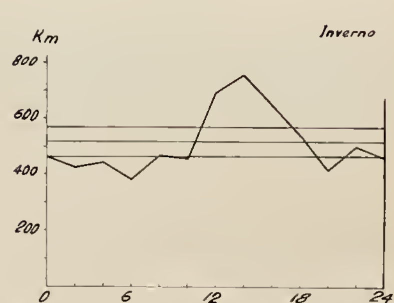


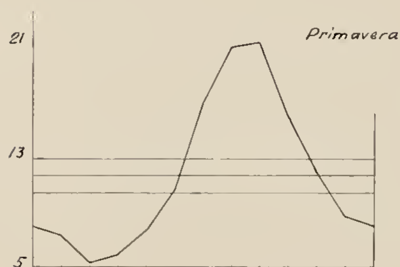


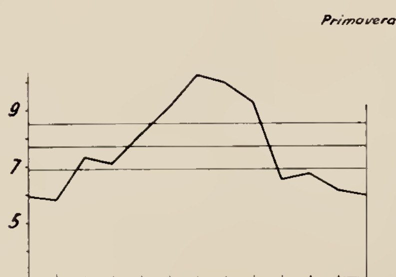
FREQUENZA SW — INTENSITA' SW — Σ Vm orarie SW

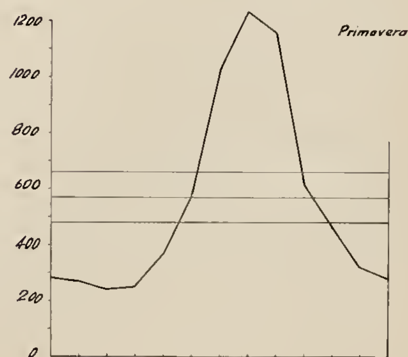


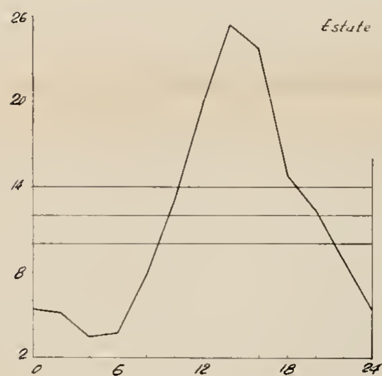


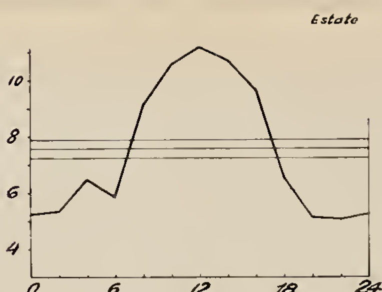


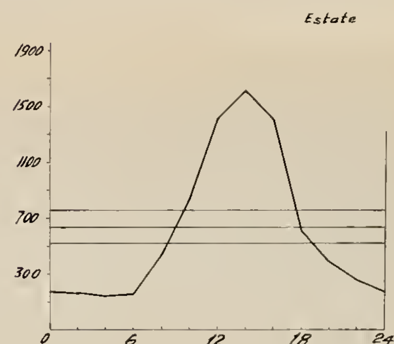


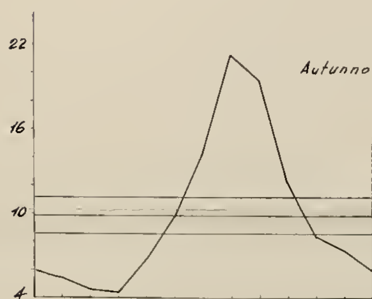


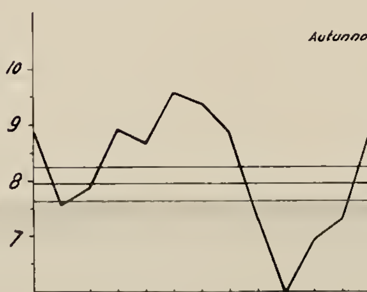


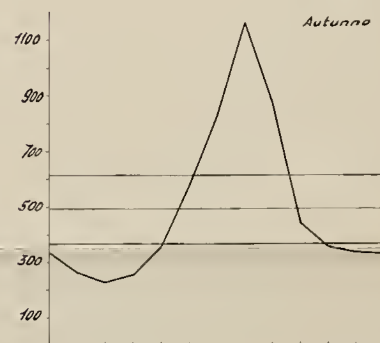


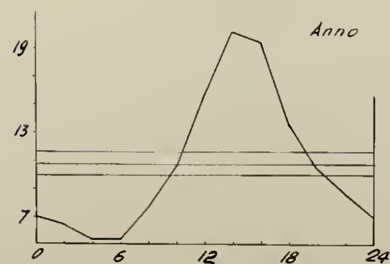


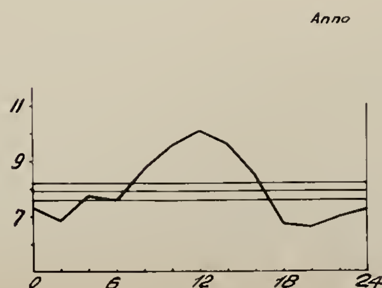


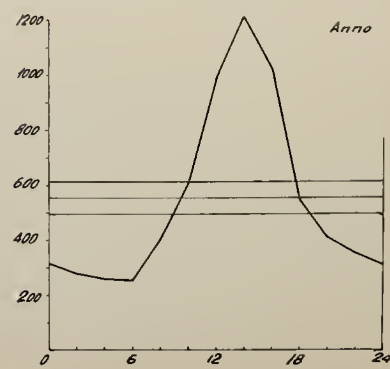




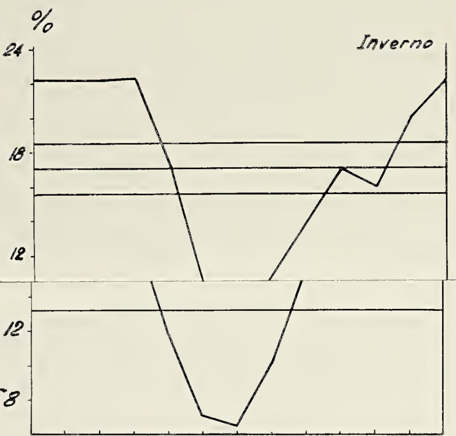


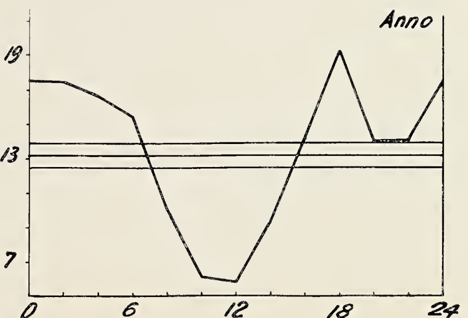




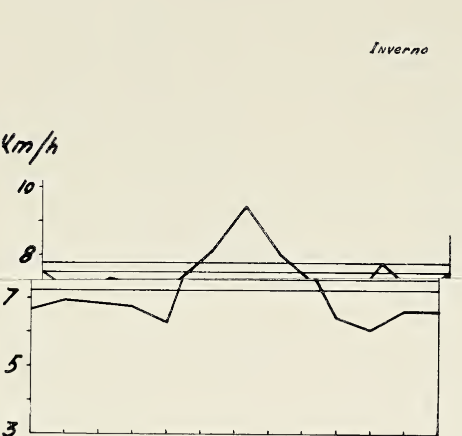


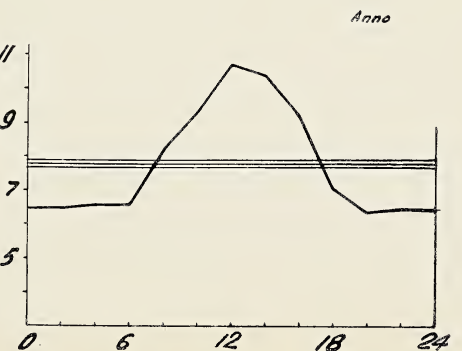
FREQUENZA NW



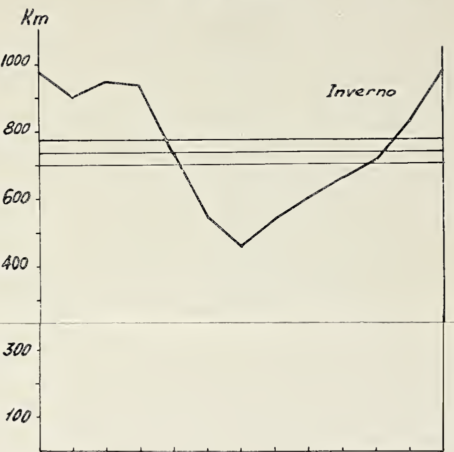


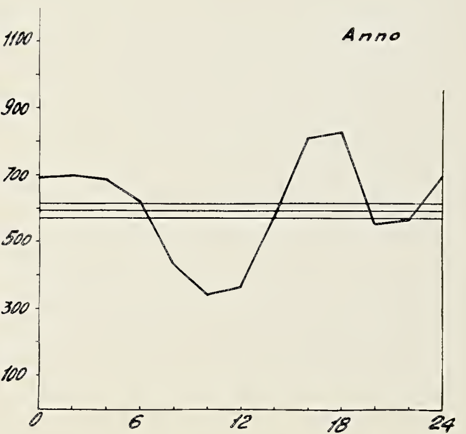
INTENSITA' NW





Σ Vm orarie NW

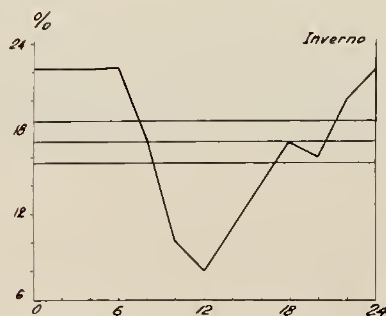


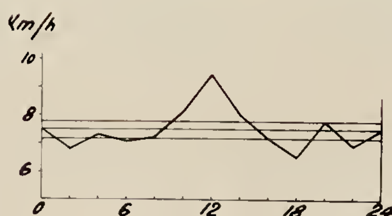


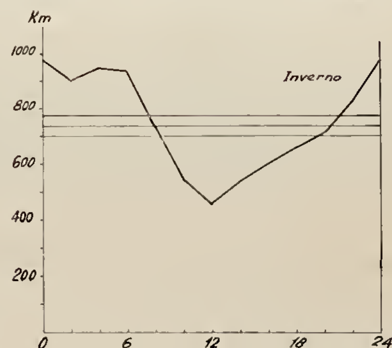
FREQUENZA NW

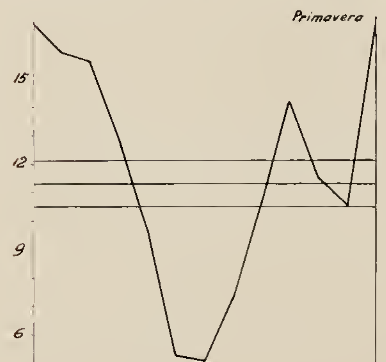
INTENSITA' NW

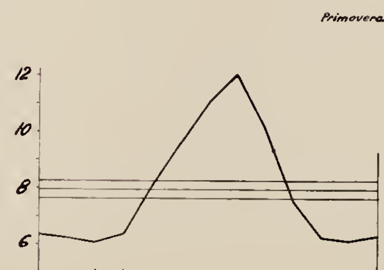
Σ Vm orarie NW

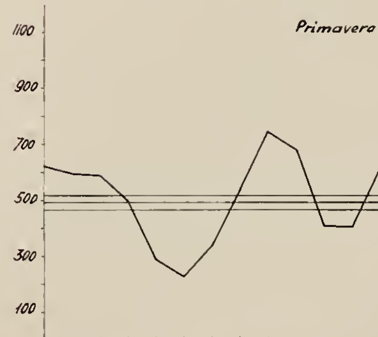


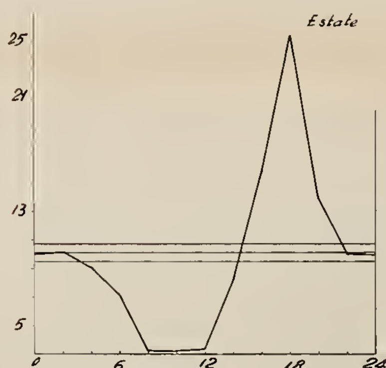


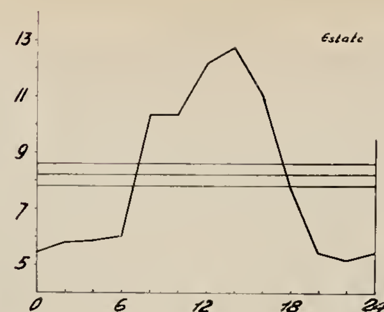


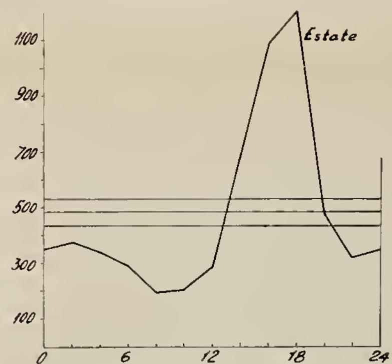


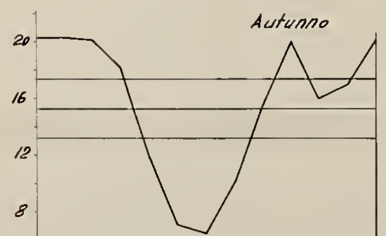


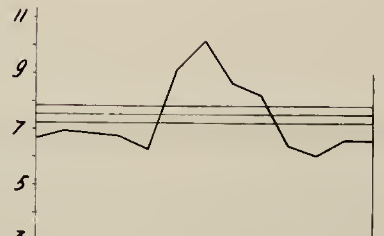


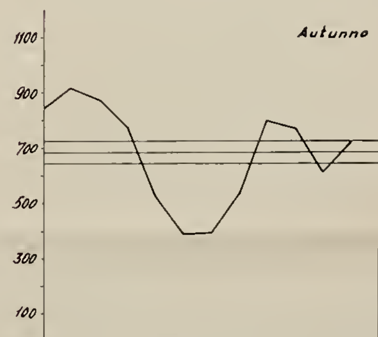


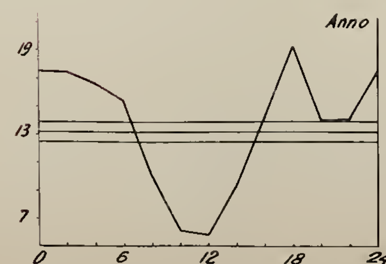


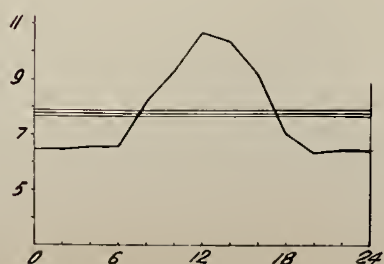


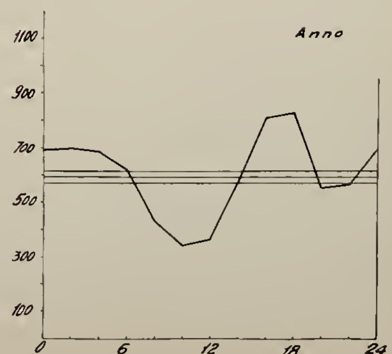


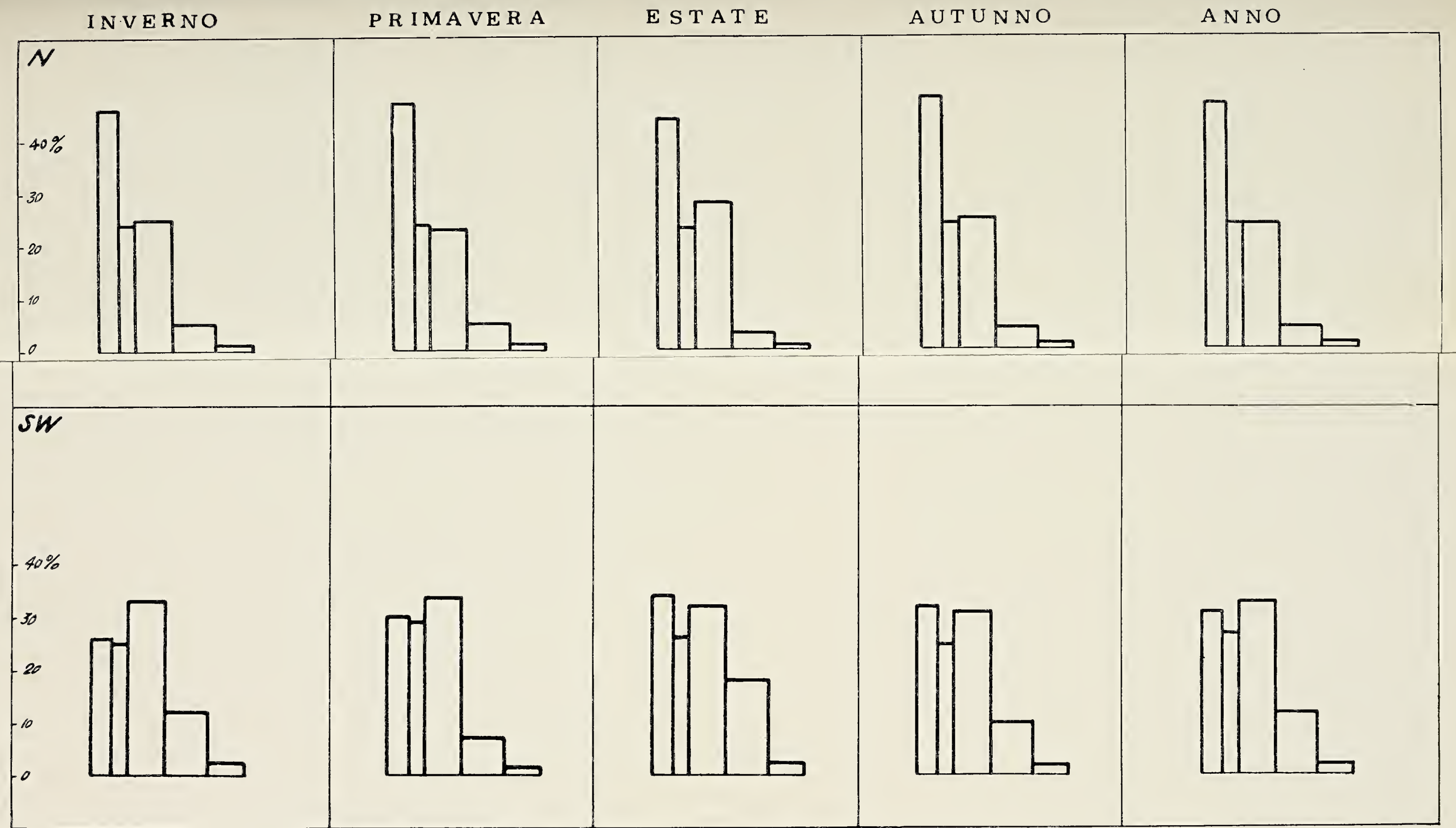











INVERNO
PRIMAVERA
ESTATE
AUTUNNO
ANNO
N
SW
40%
30
20
10
0


INVERNO
PRIMAVERA
ESTATE
AUTUNNO
ANNO
N
NE
NW
S
SE
SW
40%
30
20
10
0

Alcuni foraminiferi del Cretacico superiore della Penisola Sorrentina (*)

Nota del Dott. MARIO TORRE
presentata dai Soci F. SCARSELLA e B. D'ARGENIO

(Tornata del 22 dicembre 1966)

In un precedente lavoro di carattere paleogeografico (SCANDONE e SGROSSO, 1965) venivano segnalate intercalazioni di brecce e puddinghe, con lenti irregolari di arenaria siltoso-argillosa, nei sedimenti calcarei e dolomitici del Cretacico superiore affioranti nella Penisola Sorrentina. In queste lenti di materiale argilloso-siltoso è stata riscontrata la presenza di una interessante microfauna con numerosi generi di foraminiferi, alcuni ostracodi ed alghe (SCANDONE e SGROSSO 1965; TORRE, 1965).

La presente nota illustra alcuni risultati raggiunti nello studio dei suddetti foraminiferi il cui interesse è allo stesso tempo stratigrafico e paleontologico.

CONSIDERAZIONI GENERALI SUI CAMPIONI E SULLA MICROFAUNA. DESCRIZIONI PALEONTOLOGICHE.

Le forme studiate sono state isolate dal residuo di lavaggio del camp. n. 599-NA, prelevato sulla S.S. « Nastro Azzurro » all'altezza dell'attuale Km. 36,200 (ex Km. 32,200), circa un chilometro ad ovest dell'abitato di S. Agata sui Due Golfi (tav. 196 - I NE - Sorrento). Inoltre dai conglomerati sotto e sopra il campione suddetto e dalle

---

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R. presso l'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli.

calcareniti che contengono intercalati questi conglomerati, sono stati prelevati in serie una trentina di campioni di roccia. Le sezioni sottili da essi ricavate hanno mostrato, nella matrice come nei clasti, una sostanziale identità faunistica con il residuo del campione lavabile. I microfossili risultano alquanto dispersi nel residuo e per ottenerne una quantità minima sufficiente al loro studio è stato necessario procedere al lavaggio di circa due chilogrammi di roccia: ciò nonostante di alcune forme sono presenti pochissimi esemplari o anche solo frammenti.

Il cattivo stato di conservazione dei foraminiferi isolati ha notevolmente ostacolato il loro studio nonchè la loro rappresentazione fotografica. I gusci risultano in molti casi rotti o erosi, quasi sempre fortemente spatizzati, incrostati di materiale calcareo o ferruginoso che ne nasconde i caratteri essenziali per un riconoscimento specifico e generico. Sono state eseguite sezioni orientate dei microfossili per agevolarne il loro riconoscimento, per meglio studiarne alcuni caratteri strutturali interni ed anche, nel caso di forme poco conosciute, riconoscerle in sezione sottile quando siano presenti in delle rocce litoidi.

Sono presenti i generi: *Accordiella*, *Ammospirata*, *Arenobulimina*, *Bolivinopsis*, *Coskinolina*, *Coskinolinoides*, *Coxites*, *Cuneolina* (*C. cylindrica* Henson), *Minouxia*, *Neoendothyra*, *Nummoloculina*, *Rotorbinella*, *Stensiöina*, *Stomatostoecha*, *Valvulammina* oltre a probabili *Pseudolituonella* e forme vicine a *Discorbis* e *Nezzazata*.

Alcuni di questi generi sono segnalati per la prima volta nel Senoniano dell'Appennino meridionale. Sono inoltre state riconosciute 3 nuove specie.

La microfauna comprende forme di nuova istituzione e forme ben diffuse in tutto il Cretacico superiore della fascia della Mesogea; solo la costante presenza di *Accordiella conica* Farinacci permette di limitare al Senoniano l'età dei campioni studiati.

L'associazione è caratteristica di un ambiente di retroscogliera, con acque basse e calde e limitati scambi col mare aperto: un tal fatto è avvalorato dalla frequente presenza di alghe (*Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), meno frequenti ostracodi (*Bairdia*, *Krithe*, *Xestoleberis*), frammenti di colonie di Briozoi e sia pur rarissimi oogoni di *Chara*.

La classificazione seguita è quella di Loeblich e Tappan in Moore (1964); solo per le Fam. Discorbidae e Gavelinellidae mi sono riferito alla classificazione di Reiss, 1963.

Per i più importanti generi e specie viene data una breve descrizione paleontologica corredata, qualora è stato possibile, da illustrazioni fotografiche o da disegni eseguiti alla camera lucida.

Ordo FORAMINIFERIDA

subfam. LITUOLIDAE
Fam. LITUOLINAE
gen. *Stomatostoecha* APPLIN, LOEBLICH e TAPPAN 1950

Stomatostoecha sp.

Tav. VI fig. 7

Solo 4 individui appartenenti a questo genere di lituolide, il cui guscio planispirale parzialmente evoluto, con bordo periferico subacuto mostra nell'ultimo giro di spira una quindicina di camere strette e leggermente arcuate. La superficie esterna del guscio è finemente agglutinante con molto cemento; su di essa si intravedono le logge separate da suture leggermente depresse. Osservando a luce trasmessa gli individui immersi nello xilolo si può vedere, sia pure con qualche difficoltà, che l'interno delle logge è semplice. L'apertura è costituita da una sola fila di pori posti in una leggera depressione della stretta faccia aperturale. Le dimensioni del più grande e del più piccolo individuo in mio possesso sono:

diam. max.	diam. min.	spessore
mm. 1,125	0,825	0,312
mm. 0,700	0,500	0,250

Non è possibile studiare più dettagliatamente le caratteristiche di questa forma per lo scarso numero di esemplari presenti nella microfauna. Dalle osservazioni compiute mi sembra però che non si tratti nè di *S. plummerae* APPLIN, LOEBLICH e TAPPAN dell'Albiano degli Stati Uniti, nè di *Stomatostoecha* sp. del Santoniano della regione di Martigues (Francia meridionale), illustrata da GENDROT (tesi di 3° cycle, Université de Paris, inedita).

Fam. TEXTULARIIDAE
subfam. SPIROPLECTAMMININAE
gen. *Ammospirata* CUSHMAN 1933

Ammospirata sp.

Questo genere è presente con alcuni frammenti della porzione uniseriale terminale del guscio, che si presentano finemente agglutinanti, con camere basse, larghe ed arcuate, disposte in serie rettilinea, delle quali l'ultima presenta l'apertura costituita da una serie di pori disposti in una leggera depressione. Le suture fra le camere sono ben visibili e leggermente depresse.

Dalla larghezza delle camere di tali frammenti (oltre il mm.) si può dedurre che la lunghezza dell'intero individuo doveva raggiungere facilmente i 3-4 mm.

La distribuzione stratigrafica del genere secondo BOLLI, LOEBLICH e TAPPAN in MOORE (1964) sarebbe limitata all'Oligocene.

Fam. ATAXOPHRAGMIIDAE
subfam. VALVULININAE
gen. *Minouxia* MARIE 1955

Minouxia conica GENDROT

1963 *Minouxia conica* - GENDROT, « Rev. Micropaléont. », vol. 6, n. 1, pg. 67-72, tav. I-II.

Vengono riferiti a questa specie alcuni rari esemplari di *Minouxia* che si differenziano di poco dagli olotipi di *Minouxia conica* GENDROT. Si possono notare solo le suture un po' più incavate, la zona cribrata dell'ultima camera di estensione leggermente più ridotta e meno saliente sulla faccia aperturale. Le dimensioni rientrano nei valori medi segnalati da GENDROT per questa specie.

Trovata per la prima volta nel Santoniano superiore dell' « Etang de Berre » in Francia, questa forma sembra essere diffusa con frequenza variabile in tutto il Cretacico di facies mesogea.

gen. *Valvulammina* Cushman 1933

Valvulammina parrelloides Magne e Sigal

1953 *Valvulammina parrelloides* - Magne e Sigal, « Bull. Soc. Géol. de France », ser. VI, t. 3, f. 1-3, p. 482, pl. XIV, fig. 4a, b, c.

Tra i foraminiferi riferibili al genere *Valvulammina* alcuni possono essere attribuiti alla specie *V. parrelloides* Magne e Sigal. Essi presentano avvolgimento trocospirale basso, con lato ventrale fortemente convesso e lato dorsale meno convesso. Sul lato dorsale, quando le condizioni di conservazione lo permettono, si osservano tutte le camere di tutti i giri di spira; dal lato ventrale si osservano solo le 9-10 camere dell'ultimo giro. L'ombelico è largo e svasato verso la faccia aperturale. Il bordo periferico del guscio è ottuso, le logge strette ed alte sono separate da suture retroverse un po' depresse, ben visibili quando i gusci sono un po' usurati. La faccia orale tende a volgersi verso il lato ombelicale ed è concava o piana, mai convessa; essa mostra ben visibili i due lobi, adombelicale e periferico. L'apertura è quasi sempre nascosta da materiale secondario; solo in qualche caso si può riconoscere la presenza del dente piatto che la ricopre (« *lobe médian en languette* » di Magne e Sigal).

La parete del guscio è agglutinante, costituita quasi interamente da cemento calcareo. Le dimensioni sono sensibilmente uguali a quelle dell'olotipo, ma gli esemplari da me posseduti presentano il lato dorsale un po' più convesso ed il dente piatto che ricopre l'apertura meno largo.

Istituita nel Coniaciano-Santoniano di El-Krachem (Algeria) questa specie è stata in seguito ritrovata nel Senoniano della Mesogea, sempre in facies di retroscogliera.

Valvulammina picardi Henson

Tav. VI, fig. 8-11

1948 *Valvulammina picardi* - Henson, « Ann. Mag. Nat. Hist. », s. XI, vol. 14, n. 117, p. 613, tav. XV fig. 1, 3; tav. XVII fig. 3-6.

Riferisco a questa specie alcune rare forme che a prima vista ricordano il gen. *Ataxophragmium*. Il guscio è calcareo imperforato,

ad avvolgimento trocoide, con faccia dorsale convessa su cui si contano chiaramente 11 camere per giro di spira. La faccia ventrale è più convessa della precedente e presenta camere che si elevano progressivamente nel senso dell'asse della spira; l'ombelico è svasato verso la camera formatasi per ultima ed è sempre riempito da materiale secondario che non permette l'osservazione dell'apertura. Il contorno periferico non è mai tagliente, tranne che nei primissimi giri di spira.

Questa forma è in tutto simile agli esemplari figurati da HENSON (1948); anche le dimensioni sono quelle indicate da questo Autore.

Istituita nel Santoniano dell'Egitto, *V. picardi* è stata sempre segnalata nel Cretacico superiore (Senoniano) della Mesogea, in ambienti subrecifali.

Fam. PAVONITINIDAE
subfam. PFENDERININAE
gen. *Accordiella* FARINACCI 1962

Accordiella conica FARINACCI

Tav. IV, fig. 1-5

1962 *Accordiella conica* - FARINACCI, « Geol. Rom. », vol. I, pg. 5-10, tav. I-V.
1962 *Accordiella conica* FARINACCI - SARTONI e CRESCENTI, « Giorn. Geol. », s. 2, vol. XXIX, p. 275, tav. XLVII, fig. 2-3.
1964 — — — LOEBLICH e TAPPAN, « Treatise on Invert. Pal. », p. C, vol. 2, pg. 795, fig. 651.
1965 — — — TORRE, « Soc. Natur. Napoli, Boll. », vol. LXXIV, pg. 261-266, tav. I.

Il ritrovamento di forme isolate di *Accordiella conica* FARINACCI nel Senoniano della Penisola Sorrentina è già stata segnalata in un precedente lavoro (TORRE, 1965). Oltre 120 individui in buono stato di conservazione sono stati isolati dalla microfauna, ed anche nelle sezioni sottili di roccia tale forma è relativamente abbondante. Mi sembra opportuno esporre i risultati di altre mie osservazioni effettuate su sezioni sottili e riguardanti la struttura interna di questo interessante genere.

Riassumendo brevemente i caratteri esterni ed interni di *Accordiella* (FARINACCI 1962; TORRE 1965) questo genere presenta guscio conico, composto da camere che si succedono secondo una spirale trocoide a disposizione seriata, con 4 camere per ogni giro di spira (contrariamente a quanto si legge in NEUMANN, 1967) (1).

(1) Quanto detto in parentesi è stato inserito in sede di bozze.



Fig. 1. — *Accordiella conica* Farinacci. Caratteri strutturali delle logge. Si è indicato in nero la parete delle logge e le piastre cribrate. Sono invece indicati in grigio i pilastri tra le piastre.

Le due piastre indicate con 1 sono relative alle due logge disegnate nella parte sinistra della figura: la piastra superiore alla loggia superiore, la piastra inferiore alla loggia inferiore. La piastra indicata col numero 3 è relativa alla loggia superiore destra della figura. Le piastre indicate con i numeri 2 e 4 sono relative a logge situate al di fuori del piano della figura e perciò non visibili. La piastra indicata col numero 1, relativa alla loggia inferiore sinistra della figura, e le logge indicate successivamente con i numeri 2, 3, 4, sono relative a quattro logge formatesi successivamente.

Il disegno è una riproduzione parziale, leggermente modificata, dell'esemplare figurato alla tav. IV, fig. 1.

Preparato: A 3518 (coll. dott. P. De Castro).

Località: Circa due Km. ad E del paese di Trentinara, tav. 198 - III SE - Trentinara.

Ingrandimento: circa 81×.

Età: Senoniano.

Tali logge non comunicano in alcun modo direttamente con l'esterno. Sulla base del cono, tra le ultime quattro camere si trova l'apertura composta da una piastra cribrata: essa è più o meno convessa e la sua superficie è liscia. In sezione le logge appaiono tutte semplici, ma la zona interna del guscio compresa tra i vari giri di spira presenta una struttura composta da tabulazioni orizzontali e pilastri verticali. Ogni loggia comunica con la parte centrale labirintica mediante uno o più pori disposti sul lato interno, verso il tetto.

Come riferito da Farinacci si è osservato che effettivamente nessuna camera dell'ultimo giro di spira comunica direttamente con l'esterno. Le logge appaiono perfettamente chiuse e tra esse è sempre presente la piastra aperturale. Le logge comunicano sia direttamente con la zona labirintica interna che indirettamente anche con l'esterno attraverso la piastra aperturale cribrata. Perciò quando in un individuo di *Accordiella* si ha la formazione di una nuova loggia, questa comunica direttamente solo con la zona interna del guscio, ed il poro (o i pori) che permettono tale comunicazione si trovano al disotto della piastra aperturale. Quindi la formazione di una loggia implica necessariamente la formazione di una piastra aperturale.

Si hanno così quattro piastre per ogni giro di spira: un tal fatto si osserva chiaramente nella porzione adulta di individui ben conservati, in sezione assiale o subassiale (fig. 1).

Da quanto è stato detto risulta che le « tabulazioni » della zona interna del guscio sono date dalla semplice sovrapposizione delle varie piastre aperturali nel corso dell'ontogenesi.

D'altronde l'identità tra piastra aperturale e tabulazione si può constatare anche direttamente, sezionando in senso assiale un individuo isolato. In tal caso si osserva che la piastra cribrata della base del guscio è del tutto simile ad una qualsiasi tabulazione della zona interna labirintica, e quindi essa non rappresenta altro che l'ultima tabulazione formata dall'individuo.

Fam. ORBITOLINIDAE
gen. *Coskinolina* Stache 1875

Coskinolina cfr. *floridana* Cole

Tav. VI fig. 5-6

Questi orbitolinidi si presentano con guscio conico allungato le cui misure variano tra mm. 0,6 e 1,2 per l'altezza (media mm. 0,875)

e mm. 0,45 e 0,825 per il diametro di base (media 0,625). L'apice del cono è arrotondato e a volte posto lateralmente. La disposizione delle camere nella parte iniziale del guscio è trocospirale ma difficile da osservare; in seguito diviene rapidamente uniseriale. Le pareti laterali sono diritte, marcate solo da leggere depressioni anulari concentriche in corrispondenza delle pareti divisorie tra le logge della porzione uniseriale. Spesso nelle parti usurate del guscio è visibile un reticolato corrispondente alla zona marginale interna suddivisa in camerette. Il perimetro di base del cono presenta bordo arrotondato e nella zona centrale della faccia basale, a volte leggermente concava, si può vedere l'apertura costituita da pori circolari il cui diametro varia dai 30 ai 50 micron.

In sezione trasversale parallela alla base si nota la presenza di setti radiali alquanto lunghi e quasi sempre setti trasversali primari. Nelle sezioni assiali la zona marginale non presenta setti paralleli, mentre la zona centrale è occupata da formazioni pilastriformi molto irregolari e discontinue. Lo spessore delle pareti esterne, delle pareti divisorie delle camere della porzione uniseriale e dei setti radiali varia dai 30 ai 40 micron; lo spessore dei setti trasversali primari è leggermente inferiore.

Questa *Coskinolina* differisce da *C. floridana* solo per la faccia basale a volte concava, un minor numero di pori aperturali ed un valore maggiore del rapporto altezza-diametro di base.

C. floridana è stata rinvenuta in terreni eocenici della Florida e di altre località dell'America; Douglass (1960) la segnala anche nel Cretacico inferiore.

gen. *Coskinolinoides* Keijzer 1942

Coskinolinoides sp.

Alcuni orbitolinidi in sezione orientata hanno mostrato i seguenti caratteri: nella zona marginale, assenza di ogni ordine di setti paralleli ma presenza di setti radiali alquanto lunghi e solo alcune volte di setti trasversali primari; nella zona centrale le pareti che dividono le logge della porzione uniseriale del guscio sono irregolari e prive di ogni sorta di pilastri. L'apertura è costituita da un ridotto numero di pori nella zona centrale della faccia basale.

Lo scarso numero di esemplari presenti nella microfauna ed loro pessimo stato di conservazione non mi consentono la determinazione

specifica; i valori osservati dell'altezza e del diametro di base sono intermedi tra quelli delle specie *C. jamaicensis* Cole e *C. texanus* Keijzer.

La distribuzione stratigrafica del genere per Douglass, Loeblich e Tappan in Moore (1964) è limitata al Cretacico inferiore; tuttavia *C. jamaicensis* è stato rinvenuto in terreni dell'Eocene medio (Cole, 1956). Marie (1959 b) segnala *C. texanus* nel Coniaciano di Foissac (Gard, Francia meridionale).

Fam. ENDOTHYRIDAE
subfam. HAPLOPHRAGMELLINAE
gen. *Neoendothyra* De Castro 1966

Neoendothyra apenninica De Castro

Tav. V fig. 1-7

1966 *Haplophragmoides* sp. - Marini e Andri, « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. IV, f. I, pg. 189, tav. II, fig. 1.
1966 *Neoendothyra apenninica* - De Castro, « Soc. Natur. Napoli, Boll. », vol. LXXV, pg. 14 ,tav. I, fig. 1-13, tav. II, fig. 1-11, tav. III, fig. 1-3, 9-12.

Questa specie di recente istituzione è presente con una cinquantina di individui le cui dimensioni medie concordano con quelle indicate da De Castro. Esternamente il guscio presenta avvolgimento planispirale involuto di aspetto nautiloide con bordo arrotondato e mostra 9-10 camere nell'ultimo giro di spira; tali camere sono delimitate da setti pressochè radiali che partono da un ombelico poco profondo, a volte appena accennato. Le pareti esterne delle logge mostrano delle perforazioni ben visibili solo negli individui meglio conservati. I setti tra le camere, dall'apparenza doppia, non sono interessati da tali perforazioni. Il cattivo stato di conservazione dei gusci non permette di osservare le caratteristiche della faccia aperturale se non in rari casi. Tuttavia mi è stato possibile accertare che la faccia orale è piatta o leggermente concava; in essa, verso la base, si aprono le aperture costituite da una o due file arcuate di fori disposti più o meno ordinatamente: ognuno dei fori aperturali è circondato da un collaretto anteroverso.

Neoendothyra apenninica ssp. *compressa* De Castro

1966 *Neoendothyra apenninica* ssp. *compressa* - De Castro, « Soc. Natur. Napoli, Boll. », vol. LXXV, pg. 20, tav. III, fig. 4-8.

Solo alcuni individui (5) di questa sottospecie sono stati da me rinvenuti nella microfauna studiata. Ho potuto accertarne la presenza anche nelle sezioni sottili di roccia, dove però non è possibile distinguere la specie dalla sottospecie quando questo foraminifero si presenti in sezione trasversa mediana. In ogni caso la specie *N. apenninica* è sempre più frequente della sua ssp. *compressa*.

Fam. MILIOLIDAE
subfam. MILIOLINELLINAE
gen. *Nummoloculina* Steinmann 1881

Nummoloculina robusta n. sp.

Tav. III fig. 1-8

Derivatio nominis: dal latino *robustus* = forte, vigoroso, in riferimento all'aspetto del guscio.

Olotipo: prep. n. 20599 - NA.

Paratipi: prep. n. 201 NA - 202 NA - 203 NA.

Età: Senoniano.

Località tipo: Località Pontone, presso S. Agata (Penisola Sorrentina).

Diagnosi: Guscio libero, biconvesso, avvolgimento planispirale involuto, con bordo periferico molto arrotondato. L'ultimo giro di spira comprende 4-5 (massimo 6) camere basse, larghe ed allungate nel senso della spira. Pareti calcaree imperforate, molto spesse. Suture leggermente ricurve. Apertura areale a forma di mezzaluna.

Descrizione: La forma esterna di questa robusta specie di *Nummoloculina* è irregolarmente circolare per il rapido accrescersi delle dimensioni delle camere nell'ultimo giro di spira. Ciò conferisce al guscio un aspetto eccentrico, più o meno compresso lateralmente; gli esemplari meglio conservati presentano una periferia lobata, con camere di aspetto grossolanamente triangolare. Le dimensioni di tali camere aumentano via via che esse si formano; per conseguenza le

linee suturali sono spesse evidenziate da una brusca elevazione delle pareti delle logge lungo la linea di attacco alla loggia precedente.

Sia nelle sezioni trasverse mediane (dal caratteristico aspetto di ruota dentata) che in quelle assiali si può constatare che le pareti delle logge sono molto spesse e che tale spessore cresce considerevolmente con l'aumentare del numero dei giri di spira, a volte anche più di quanto non aumenti il lume delle logge. La camera formatasi per ultima è un po' più rigonfia delle precedenti, poggia sulla parte più vecchia del guscio con una angolazione molto lieve e mostra l'apertura più o meno piccola in posizione areale. Nessuno degli esemplari osservati mostra un dente aperturale ben individualizzabile, probabilmente perchè esso si è perfettamente saldato alle pareti laterali del guscio.

Da notare infine che il guscio di questa specie presenta spesso una certa variabilità dei caratteri esterni ed a volte leggere variazioni dell'asse di avvolgimento della spira.

La *N. robusta* è presente nella microfauna studiata con una quarantina di individui appartenenti tutti alla forma macrosferica.

Dimensioni: Le misure effettuate su di una trentina di individui adulti hanno mostrato i seguenti valori:

	diametro magg.	diametro min.	spessore
val. max.	mm. 1,025	mm. 0,725	mm. 0,650
val. min.	» 0,525	» 0,450	» 0,350
val. medio	» 0,725	» 0,600	» 0,475

Rapporti e differenze: Questa nuova specie di *Nummoloculina* si distingue nettamente da tutte le altre conosciute per l'aspetto esterno del guscio (forma irregolare, rapido accrescersi delle camere nell'ultimo giro di spira), per l'eccezionale spessore delle sue pareti che racchiudono logge di dimensioni relativamente limitate e per l'apertura in posizione areale. L'unica specie che presenta qualche somiglianza con la *N. robusta* è la *N. heimi* Bonet, che però è caratterizzata da dimensioni maggiori e da logge regolari più ampie e più numerose per ogni giro di spira. Le caratteristiche aperturali di questa specie non sono state descritte.

Fam. BARKERINIDAE
gen. *Coxites* SMOUT 1956

Coxites sp.

Tav. VI, fig. 1-4

I gusci di questi foraminiferi si presentano piano convessi con avvolgimento trocospirale. Il contorno del guscio è in genere ellittico, con bordo periferico acuto, a volte leggermente indentato. Il lato dorsale quasi piatto mostra tutti i giri di spira, mentre sul lato ventrale, moderatamente convesso, è visibile solo l'ultimo giro che comprende 10-11 camere strette e un po' ricurve. La parete del guscio è calcareo imperforata, probabilmente microgranulare; attraverso tale parete sono ben visibili le suture ed in qualche individuo anche il reticolato della struttura interna delle camere. Tre individui adulti conservano intatta la faccia aperturale che nel corso dell'ultimo giro di spira tende a rivolgersi verso il lato ombelicale e ad assumere sempre più un aspetto cuoriforme, con l'apice verso l'esterno. Essa è leggermente incavata in senso longitudinale e nella zona centrale sono visibili alcune grosse perforazioni. Probabilmente nella sua parte più incavata, presso l'ombelico, è presente l'apertura principale, non visibile negli individui osservati perchè riempita da materiale secondario.

Le camere sono interessate internamente da setti incompleti longitudinali e trasversali, ad andamento irregolare. Tali setti sono incompleti perchè generalmente non continui dal tetto al pavimento delle logge, tranne che nelle zone periferiche dove le camere si assottigliano. L'intersecarsi di tali setti longitudinali e trasversali forma un reticolato subepidermico alquanto sviluppato, che non occupa però tutto lo spazio della loggia e ciò almeno negli esemplari sezionati. Nelle sezioni trasversali le logge appaiono più o meno concamerate a seconda dell'altezza alla quale passa il piano di sezione; in sezione trasversa mediana si può notare che lo spazio più interno delle logge non è interessato da setti di alcuna sorta.

Le dimensioni medie degli individui posseduti sono un po' inferiori a quelle indicate per il genere da SMOUT 1956; le sezioni orientate eseguite hanno mostrato solo individui macrosferici.

Per i principali caratteri del guscio e la sua struttura interna attribuisco questo foraminifero al gen. *Coxites* SMOUT, ma mi sembra

che esso si differenzi dalla specie *C. zubairensis* di Smout perchè, a parte i caratteri della faccia aperturale sconosciuti nella specie tipo, presenta dimensioni inferiori, guscio più ellittico che circolare, camere meno strette e meno ricurve.

La distribuzione stratigrafica del genere per Loeblich e Tappan (1964) in Moore, è limitata al Cretacico superiore (Turoniano) del Medio Oriente.

Spfam. BILAMELLIDAE

Fam. DISCORBIDAE
gen. *Rotorbinella* Bandy 1944

Rotorbinella scarsellai n. sp.

Tav. I fig. 1-8; Tav. II fig. 10

1957 *Siderolites skourensis* (Pfender) - Brown e Bronniman, « Micropaleontology », vol. 3, n. 1, p. 33, fig. 12-20, tav. I, fig. 1-3.

1966 *Globotruncana* sp. - Marini e Andri, « Atti Ist. Geol. Univ. Genova », vol. IV, f. I, pg. 193, tav. II, fig. 5.

Derivatio nominis: Questa nuova specie è dedicata al prof. Francesco Scarsella direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli.

Olotipo: prep. n. 18599 - NA.

Paratipi: prep. n. 181 NA - 182 NA - 183 NA.

Età: Senoniano.

Località tipo: Località Pontone, presso S. Agata (Penisola Sorrentina).

Diagnosi: Guscio libero ad avvolgimento trocospirale, inegualmente biconvesso; lato spirale con tutti i giri visibili, lato ventrale meno convesso in cui si osserva solo l'ultimo giro di spira con 8-10 camere; margine periferico subacuto con carena; ombelico poco profondo, riempito di tubercoli e granulazioni che non continuano a bordare le suture; sutura spirale saliente; suture fra le camere oblique e leggermente depresse sul lato spirale, pressochè radiali e non incavate sul lato ombelicale; setti doppi, pareti calcaree, spesse, grossolanamente perforate, presumibilmente a struttura radiale; apertura non osservata, probabilmente extraombelicale-ombelicale.

Descrizione: Sfortunatamente il pessimo stato di conservazione

dei fossili non permette l'osservazione di importanti elementi strutturali del guscio, come ad esempio la forma e disposizione dell'apertura, la presenza di « toothplates » e labbri aperturali.

I più importanti caratteri osservati sono la forma rotaloide inegualmente biconvessa, l'ombelico non saliente e riempito di tubercoli, la presenza di pareti molto spesse e di carene dovute all'elevazione della sutura spirale, ed in qualche caso una o due sottili lamelle che si estendono obliquamente nella cavità ombelicale.

La forma quasi sempre molto convessa del lato dorsale impedisce l'osservazione di tutti i giri di spira nelle sezioni trasverse mediane, dove però si possono agevolmente notare lo spessore della lama spirale e i setti doppi e retroversi che delimitano le camere. L'ombelico è riempito da 20-30 tubercoli che si presentano come dei piccoli pilastri con diametro compreso tra i 25 e i 40 micron; le sezioni assiali mostrano che tali pilastri non sono continui da un giro di spira al successivo. La presenza di tali formazioni pilastriformi, nonchè lo spessore delle pareti e la mancanza di « tegilla » fanno ritenere improbabile l'appartenenza di questa nuova specie al gen. *Globotruncana*, anche se a questo genere essa rassomiglia in alcune sezioni assiali e subassiali per il contorno della sezione e per la presenza di carene. Da notare ancora che nelle ultime porzioni dello stadio adulto il bordo periferico è arrotondato e senza carena: la mancanza di carena sarebbe quindi una caratteristica dello stadio senile.

La presenza in alcuni individui di una lamella disposta obliquamente nella cavità ombelicale, sottostante alle formazioni pilastriformi e tendente a confondersi con esse fa ritenere probabile l'esistenza di « flaps » che si estendevano da ogni camera verso l'ombelico e che si osservano difficilmente perchè in seguito ricoperti da tubercoli (cui probabilmente danno luogo) o distrutti dalla fossilizzazione.

Concludendo, per quanto sopra esposto, ritengo di poter attribuire la nuova specie al gen. *Rotorbinella* (fam. DISCORBIDAE, superf. BILAMELLIDEA) secondo la classificazione di Reiss 1963. In realtà in tale classificazione l'A. dichiara di non aver sufficienti elementi nè per distinguere nettamente nè per porre in sicura sinonimia i generi *Rotorbinella* e *Discorbis*. Tuttavia mi sembra che la presenza di formazioni pilastriformi e di lamelle obliquamente disposte nell'ombelico sia un carattere che non compare se non eccezionalmente nel gen. *Discorbis* ma che è sempre stato osservato in *Rotorbinella* e perciò è a quest'ultimo che attribuisco la nuova forma, pur precisando che indagini più approfondite su materiale meglio conservato potrebbero

apportare ulteriori decisive cognizioni sulla posizione sistematica di questo foraminifero.

Dimensioni: Le misure effettuate su di una sessantina di individui adulti hanno mostrato i seguenti valori:

diametro:	mm.	1,062	max.
	»	0,300	min.
	»	0,604	media
alt. spira:	mm.	0,595	max.
	»	0,250	min.
	»	0,407	media

Rapporti e differenze: Brown e Bronnimann (1957) segnalano nel Cretacico superiore di Cuba la presenza di un foraminifero calcareo perforato caratterizzato da pareti spesse e deboli spine periferiche attribuendolo ad una forma primitiva di *Siderolites*. Essi inoltre identificano questa forma con la *Rotalia skourensis* Pfender e la indicano quindi come *Siderolites skourensis* (Pfender). Il confronto tra le sezioni assiali di *Rotorbinella scarsellai* e quelle date da Brown e Bronnimann (1957, pg. 34) per *Siderolites skourensis* sono identiche tra loro; mi sembra improbabile invece la somiglianza tra le forme di Cuba e *R. skourensis* Pfender. Esse differiscono in particolare per l'aspetto della sutura spirale che tende ad elevarsi fino a formare talvolta vere e proprie carene in *S. skourensis* = *R. scarsellai*: tale carattere invece non è osservabile in *R. skourensis* Pfender.

Per quanto riguarda le piccole spine riscontrate da Brown e Bronnimann esse sono dovute a mio parere alla presenza di una ben sviluppata carena periferica, che in sezione assiale o subassiale può assumere l'aspetto di protuberanze spiniformi periferiche.

In conclusione, non potendosi conservare il nome specifico dato dagli Autori sopra citati alle forme di Cuba (uguali alle forme da me riscontrate nell'Appennino) in quanto questo nome indica una specie valida già esistente, ho indicato la specie da me attribuita a *Rotorbinella* e da Brown e Bronnimann a *Siderolites*, come *Rotorbinella scarsellai.*

Non mi consta che altre specie di *Rotorbinella* presentino caratteri affini alla *R. scarsellai.* Tuttavia l'aspetto rotaliforme della nuova specie la fa assomigliare ad alcuni rotalidi che se ne differenziano per evidenti caratteristiche morfologiche oltre che per una diversa distribuzione stratigrafica. Esaminando brevemente tali diffe-

renze si può notare che *Rotalia algeriana* Magne e Sigal ha un pilastro massiccio nell'ombelico circondato da « protuberanze satelliti »; *R. beccarii* var. *baganensis* Le Roy mostra una periferia fortemente lobata, un minor numero di camere per giro di spira (7-8) ed un ombelico irregolarmente aperto e riempito di materiale chiaro. *R. becki* Bandy e Arnal presenta un lato dorsale solo leggermente convesso, margine periferico subacuto o bruscamente arrotondato e dei pilastri ombelicali ben sviluppati e prominenti. *R. budensis* Van Bellen a parte un maggior numero di camere per giro di spira (12) è caratterizzata da un ispessimento di materiale calcareo del guscio sull'area umbonale dorsale: sempre di tale materiale chiaro del guscio è formato il « bottone » presente nell'area umbonale di *R. cubensis* Van Bellen. *R. exculpta africana* Fahrion presenta le suture bordate da granuli e tubercoli che si continuano nell'ombelico non incavato; *R. papillosa* d'Orbigny si distingue per le suture più ricurve sul lato ventrale e l'ombelico in rilievo riempito di piccole papille. *R. sarmientoi* Redmond presenta dimensioni inferiori alla nuova specie di *Rotorbinella* e un distinto bottone ombelicale irregolare e apparentemente poroso. Infine *R. skourensis* Pfender ha come caratteristiche la forma quasi sempre conica, con faccia ventrale piana e un grosso tubercolo di calcite cristallina saliente all'ombelico; non sono presenti carene dovute all'ispessimento della sutura spirale.

Fam. GAVELINELLIDAE
gen. *Stensiöina* Brotzen 1936

Stensiöina surrentina n. sp.

Tav. II fig. 1-9

Derivatio nominis: *Surrentum* è il nome latino della ridente località da cui prende nome la Penisola Sorrentina, dove è stata riscontrata la nuova specie.

Olotipo: prep. n. 19599 NA.

Paratipi: prep. n. 191 NA - 192 NA - 193 NA.

Età: Senoniano.

Località tipo: località Pontone, presso S. Agata (Penisola Sorrentina).

Diagnosi: guscio ad avvolgimento trocospirale, lato spirale piatto e lato ombelicale convesso; suture oblique sul lato spirale, nascoste

dall'ornamentazione particolarmente nei primi giri di spira, radiali e a volte un po' depresse sul lato ventrale dove sono bordate da granulazioni che continuano nell'ombelico dove si fondono in masse irregolari. Setti doppi, pareti calcaree perforate, presumibilmente microgranulari; apertura non visibile, probabilmente alla base dell'ultima camera tra l'ombelico e la periferia.

Descrizione: Questa specie di *Stensiöina* è caratterizzata sul lato ventrale dalla ornamentazione che si presenta sotto forma di masse irregolari sull'ombelico e di granulazioni che segnano ai due lati le suture, e sul lato dorsale sempre dall'ornamentazione che si manifesta con suture ispessite e ricoperte da papille o tubercoli, particolarmente sui primi giri di spira. La periferia delle camere è sempre ispessita o carenata: la presenza di tale carena diretta non radialmente ma verso il lato dorsale, permette spesse volte il riconoscimento del genere quando si presenti con sezioni assiali o subassiali, nelle sezioni sottili di rocce litoidi, in quantochè presenta una caratteristica forma piano convessa con delle piccole appendici spinose lungo la base e ai suoi estremi, appendici corrispondenti rispettivamente alle suture fra le logge e al bordo periferico del guscio.

Dimensioni: Le misure effettuate su di una sessantina di individui adulti hanno mostrato i seguenti valori:

Diametro:	mm.	1,150	max.
	»	0,350	min.
	»	0,605	media
Altezza:	mm.	0,550	max.
	»	0,212	min.
	»	0,348	media

Rapporti e differenze: I caratteri sopra descritti distinguono agevolmente questa specie dalle altre conosciute. In particolare, la forma che presenta maggiori somiglianze è *S. altissima* HOFKER, con suture del lato ventrale alquanto ispessite, ma non bordate da granulazioni (HOFKER dice « sutures ventrales plus accusées ») e il lato dorsale ornamentato da suture in rilievo ma non segnate da papille o tubercoli, come invece si può constatare in *S. surrentina*.

Osservazioni: Notevole interesse presenta il ritrovamento di *stensiöina* in una associazione di foraminiferi bentonici come quella che è oggetto del presente lavoro. Infatti almeno in Italia questo genere è stato finora notato solo in associazioni planctoniche (CITA, 1965).

ALGAE

Incertae sedis
gen. *Thaumatoporella* PIA 1927

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)

Tav. V, fig. 8

1959 *Thaumatoporella parvovesiculiera* (RAINERI) - SARTONI e CRESCENTI, « Giorn. Geologia », s. 2, vol. 27, pg. 129, tav. 2, figg. 1-5 (con sinonimie).
1960 — — RADOICIC, « Zav. Geol. Geof. Istraz., Bull. », s. A, t. XVIII, pg. 133, tavv. 1-2.
1964 *Poligonella incrustata* ELLIOTT - JOHNSON, « Quart. Col. School of Mines », vol. 59, n. 2, pg. 10, tav. 26, fig. 7.

Ho riscontrato numerosi esemplari isolati di quest'alga ben diffusa in tutto il Mesozoico in facies di retroscogliera. Essi sono caratterizzati da un tallo di superficie chiusa e forma variabilissima: nel campione studiato si presentano di forma sferica ed ellittica, più o meno schiacciata.

Tali fossili sono costituiti completamente di carbonato di calcio ed il loro colore varia dal bianco, al giallo, al rosa; a luce riflessa il materiale calcitico che li compone è simile a quello dei gusci dei foraminiferi calcarei imperforati microgranulari. La superficie esterna può presentarsi liscia, uniforme, oppure con perforazioni di dimensioni alquanto variabili, sempre ben distanziate tra loro. Tali perforazioni sono in corrispondenza delle « cellette » (SARTONI e CRESCENTI, 1959) che compongono il tallo, e delle quali si distinguono le sezioni trasversali dei vani interni di forma subcircolare, quando la superficie esterna è un po' usurata. A volte si osserva un piccolo allungamento del tallo, a guisa di corto collo, su cui si apre un foro le cui dimensioni sono sempre maggiori del diametro delle cellette. Tali fori possono essere uno o più (fino a 4-5) sullo stesso tallo, senza una posizione definita, e probabilmente sono da mettere in relazione con fenomeni di riproduzione.

Le dimensioni del tallo, dell'altezza e larghezza delle cellette e della parete che le divide sono variabilissime.

In sezione tali fossili risultano costituiti da un solo strato di cellette, rettangolari e disposte perpendicolarmente rispetto alla superficie del tallo. Nella cavità interna del tallo, riempita di calcite spatica,

si vedono a volte altre *Thaumatoporella* (« vescicole » di SARTONI e CRESCENTI, 1959). Esse non sono sempre ben riconoscibili, ma spesso, a causa delle dimensioni molto ridotte delle cellette, il tallo appare costituito da un'esile linea scura, o una successione di punti.

La stessa cosa si osserva sezionando i talli a superficie liscia, di colore roseo; anch'essi quindi sono formati da cellette di dimensioni molto piccole. In entrambi i casi potrebbe probabilmente trattarsi di talli di nuova formazione.

L'estensione stratigrafica di *Thaumatoporella parvovesiculifera* nelle facies di retroscogliera dell'area mediterranea è molto ampia, e va dal Trias al Senoniano (o Paleocene inferiore, secondo JOHNSON, 1964).

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, Dicembre 1966.

RIASSUNTO

Nel residuo di lavaggio di un campione di roccia raccolto presso S. Agata sui due Golfi, nella Penisola Sorrentina, si è riscontrata una interessante microfauna di età senoniana, composta da alghe, ostracodi e numerosi generi e specie di foraminiferi. Di questi ultimi si descrivono ed illustrano le forme più importanti, tra cui tre specie nuove.

RESUME

Découverte dans le Sénonien de la presqu'île de Sorrento d'une intéressante microfaune composée d'Algues, Ostracodes et Foraminifères. A la description de trois nouvelles espèces de Foraminifères (*Nummoloculina robusta, Rotorbinella scarsellai, Stensiöina surrentina*) s'ajoutent des résultats concernant la structure interne du genre *Accordiella.*

BIBLIOGRAFIA

ALLARD P. L., CUVILLIER J., DALBIEZ F., DELMAS M., DUFAURE PH., FABER J., FRANCOIS S., GUBLER Y., LACASSAGNE M. R., LAPAICHE N., LYS M., MAILLARD J., MALMOUSTIERS G., MARIE P., MAYNC W., NEUMANN M., NOUET G., PEREBASKINE V., SERONIE-VIVIEN M., SIGAL J.
1959 - *Les foraminifères et le Crétacé supérieur français. Mise au point et données nouvelles.* 84° Congrès des Sociétés savantes; pp. 591-660, Dijon.

Brown N. K. jr. e Bronnimann P.
1957 - *Some Upper Cretaceous rotaliids rom the Caribbean region.* Micropaleontology; vol. 3, n. 1, pp. 29-38, fig. 1-30, 1 tav. N.Y.

Cita M. B.
1965 - *Le genre Stensiöina dans le Crétacé superieur italien.* Ecl. Geol. Helv.; vol. 59, n. 1, pp. 247-257, 7 figg., 1 tav., Basel.

Cole W. S.
1947 - *Internal structure of some floridian Foraminifera.* Am. Paleont., Bull.; vol. 31, n. 126, pp. 225-254, tavv. 21-25, Ithaca.

Cushman J. A.
1937a - *A monography of the foraminiferal family Valvulinidae.* Contr. Cush. Lab. Foram. Res.; Spec. Publ. n. 8, pp. 1-210, 24 tavv., Sharon, Mass.
1937b - *A monography of the foraminiferal family Verneuilinidae.* Contr. Cush. Lab. Foram. Res.; Spec. Publ. n. 7, pp. 1-157, 20 tavv., Sharon, Mass.
1946 - *Upper Cretaceous foraminifera of the Gulf Coastal region of the United States and adjacent areas.* U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, n. 206, pp. 1-241, 66 tavv.
1948 - *Foraminifera, their classification and economic use.* Mass. Harvard Univ. Press.; pp. 1-478, 55 tavv., Cambridge.

Cuvillier J.
1951 - *Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale.* Brill, Leiden.

Douglass R. C.
1960 - *Revision of the family Orbitolinidae.* Micropaleontology, vol. 6, n. 3. pp. 249-270, 6 tavv., N.Y.

De Castro P.
1966 - *Sulla presenza di un nuovo genere di Endothyridae nel Cretacico superiore della Campania. Note biostratigrafiche sulla successione sedimentaria di età turoniana e senoniana, in facies di retroscogliera, in Campania.* Soc. Natur. Napoli, Boll.; vol. 75, Napoli.

Elliot G. F.
1957 - *New calcareous algae from the Arabian Peninsula.* Micropaleontology; vol. 3, n. 3, pp. 227-230, 1 tav., N.Y.

Ellis B. F. e Messina A. R.
1940 e segg. - *Catalogue of Foraminifera.* Am. Mus. Nat. Hist., Spec. Publ., N.Y.

Farinacci A.
1962 - *Nuovo genere di Verneuilinidae (Foraminifera) marker di zona del Senoniano inferiore.* Geol. Romana; vol. 1, pp. 5-10, 1 fig., 5 tavv., Roma.

Farinacci A. e Radoicic R.
1964 - *Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle delle Dinaridi esterne.* La Ricerca Scientifica, (2); vol. 7, n. 2, pp. 269-284, tavv. 1-15, Roma.

Gendrot C.
- *Contribution à l'étude géologique et micropaléontologique du Crétacé de la region des Martigues (Bouches-du-Rhône).* Thèse inedite - doctorat de 3° cycle, Faculté des Sciences de l'Université de Paris.

HENSON F. R. S.

1947 - *New Trochamminidae and Verneuilinidae from the Middle East.* Ann. Mag. Nat. Hist., s. XI, vol. 14, n. 117, pp. 605-630, 1 fig., tavv. 1-3, London.

JOHNSON J. H.

1964 - *Jurassic Algae.* Quart. of the Colorado School of Mines; vol. 59, n. 2, pp. 1-30+i-xi, tavv. 1-45, Golden.

LOEBLICH A. R. e TAPPAN H. in MOORE C.

1964 - *Treatise on invertebrate paleontology. Part C.* vol. 1 e 2; pp. 1-900, 653 figg., Kansas University Press.

MARIE P.

1941 - *A propos des Foraminifères du calcaire à Rudistes des Martigues (Bouches-du-Rhône).* Soc. Géol. France, Comptes Rendus des Séances; s. V, vol. 11, pp. 29-31.

1952 - *Quelques genres nouveaux de Foraminifères du Crétacé à faciès récifal.* Congr. Geol. Intern., seet XIII, f. 15, pp. 117-124, figg. 1-5, Algeri 1952.

1959 - *Sur le Crétacé supérieur marin des Martigues (Bouches-du-Rhône).* 84° Congrès des Sociétés savantes; pp. 449-496, figg. 1-6, Dijon.

1959b - *Sur les faciès à Foraminifères du Coniacien subrécifal de la région de Foissac (Gard) et sur le nouveau genre Sornayna.* Soc. Géol. France, Bull., s. VII, vol. 1, n. 3, pp. 320-326, fig. 1-2, 1 tav.

MARINI M. e ANDRI E.

1966 - *Lembi paleocenici e eocenici nel Cilento settentrionale (Salerno).* Ist. Geol. Università Genova, Atti; vol. 4, f. 1, pp. 182-201, 4 tavv., 1 carta geol. Genova.

NEUMANN M.

1967 - *Manuel de micropaléontologie des Foraminifères. I.* pp. IX+297, 12 tabb., 182 figg., 60 tavv., ed. Gauthier-Villars, Paris 1967.

OMARA S.

1956 - *New Foraminifera from the Cenomanian of Sinai, Egipt.* Journ. Paleont.; vol. 30, pp. 883-890, figg. 1-6, 2 tavv., Menasha.

OMARA S. e STRAUCH F.

1965 - *Über ein Vorkommen der Foraminiferen-Gattung Nezzazata* OMARA *in Deutschland.* N. Jb. Geol. Pal.,

1965b - *The foraminiferal genus Nezzazata* OMARA. Riv. It. Pal. Strat.; vol. 71, n. 2, pp. 547-562, 1 tav., Milano.

RADOICIC R.

1960 - *O malo poznatoj vesti Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAIN.). Zavod za Geoloska in Geofizicka Istrazivanja, Bull., s. A, t. XVIII, pp. 133-140, tavv. 1-2, Beograd.

RAINERI R.

1922 - *Alghe sifonee fossili della Libia - Nota I.* Atti Soc. Ital. Scien. Nat. Museo Civico, vol. LXI, f. I, pp. 72-86, tav. III, Milano.

Reiss Z.

1959 - *Note sur Pseudolituonella* Marie. Rev. Micropaléont.; vol. 2, n. 2, pp. 95-98, 1 tav.

1963 - *Reclassification of perforate Foraminifera*. Geol. Surv. of Israel, Paleont. Division, Bull. n. 35, Jerusalem.

Sartoni S. e Crescenti U.

1959 - *La zona a Paleodasycladus mediterraneus* (Pia) *nel Lias dell'Appennino meridionale*. Giorn. di Geologia, s. 2, vol. 27, pp. 115-139, 2 figg., tavv. 1-3, Bologna.

Smout A. H.

1956 - *Three new Cretaceous genera of Foraminifera related to the Ceratobuliminidae*. Micropaleontology, vol. 2, n. 4, pp. 335-348, tavv. 1-2.

Torre M.

1965 - *Osservazioni su Accordiella conica* Farinacci (*Foraminiferida*). Soc. Natur. Napoli, Boll.; vol. 74, pp. 261-266, 1 tav., Napoli.

TAVOLA I.

Rotorbinella scarsellai n. sp.

Fig. 1-2. — Olotipo. Faccia ventrale e lato dorsale. Preparato: 18599 Na. Circa 45 ×.

Fig. 3-4. — Paratipo. Faccia ventrale e lato dorsale. Preparato: 181 NA. Circa 47 ×.

Fig. 5. — Sezione subassiale in sezione sottile di roccia, preparato: NA 6a. Circa 31 ×.

Fig 6. — Sezione trasversale, vicina alla faccia ventrale in sezione sottile di roccia. preparato: Na 6b. Circa 31 ×.

Fig. 7. — Sezioni subassiali. In associazione, *Accordiella conica* FARINACCI. Sezione sottile di roccia, preparato: NA 7a. Circa 17 ×.

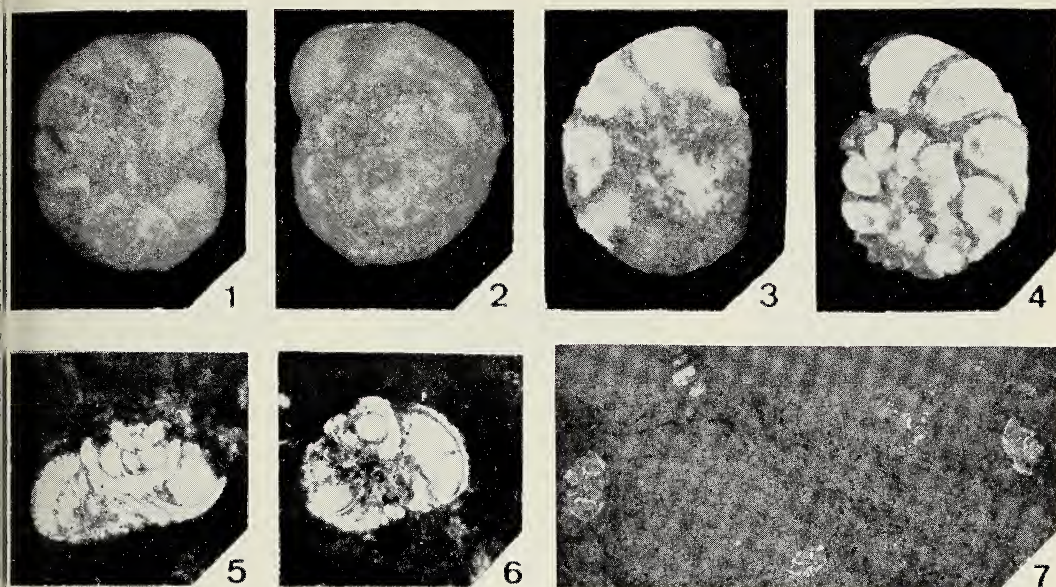
Fig. 8a - 8c. — Sezioni orientate, assiali e subassiali, in individui isolati. Preparati: 18s NA - 18r NA - 18v NA. Disegni alla camera lucida. Circa 60 ×.

Fig. 8d - 8k. — Sezioni assiali e subassiali in sezioni sottili di rocce. Disegni alla camera lucida. Circa 60 ×.

Per tutte le figure:

Età: Senoniano.

Località: Loc. Pontone, S. S. « Nastro Azzurro », presso S. Agata. Tav. 196 - I NE - Sorrento.



8a 8b 8c

8d 8e 8f

8g 8h

8i 8j 8k

TAVOLA II.

Fig. 1-3. — *Stensiöina surrentina* n. sp. Olotipo.
Faccia ventrale, lato dorsale e lato aperturale. Preparato: 19599 NA. Circa 60×.

Fig. 4-6. — *S. surrentina* n. sp. Paratipo. Faccia ventrale, lato dorsale e lato aperturale. Disegni alla camera lucida. Preparato: 191 NA. Circa 72×.

Fig. 7-8. — *S. surrentina* n. sp. Sezioni subassiali in sezioni sottili di roccia. Preparati: NA 9a - NA 7a. Circa 40×.

Fig. 9. — *S. surrentina* n. sp. Topotipi. Preparato: 194 NA. Circa 39×.

Fig. 10. — *Rotorbinella scarsellai* n. sp. Sezioni subassiali in sezione sottile di roccia, Preparato: NA 28b. Circa 46×.

Per tutte le figure:

Età: Senoniano.

Località: Loc. Pontone, S. S. « Nastro Azzurro », presso S. Agata.

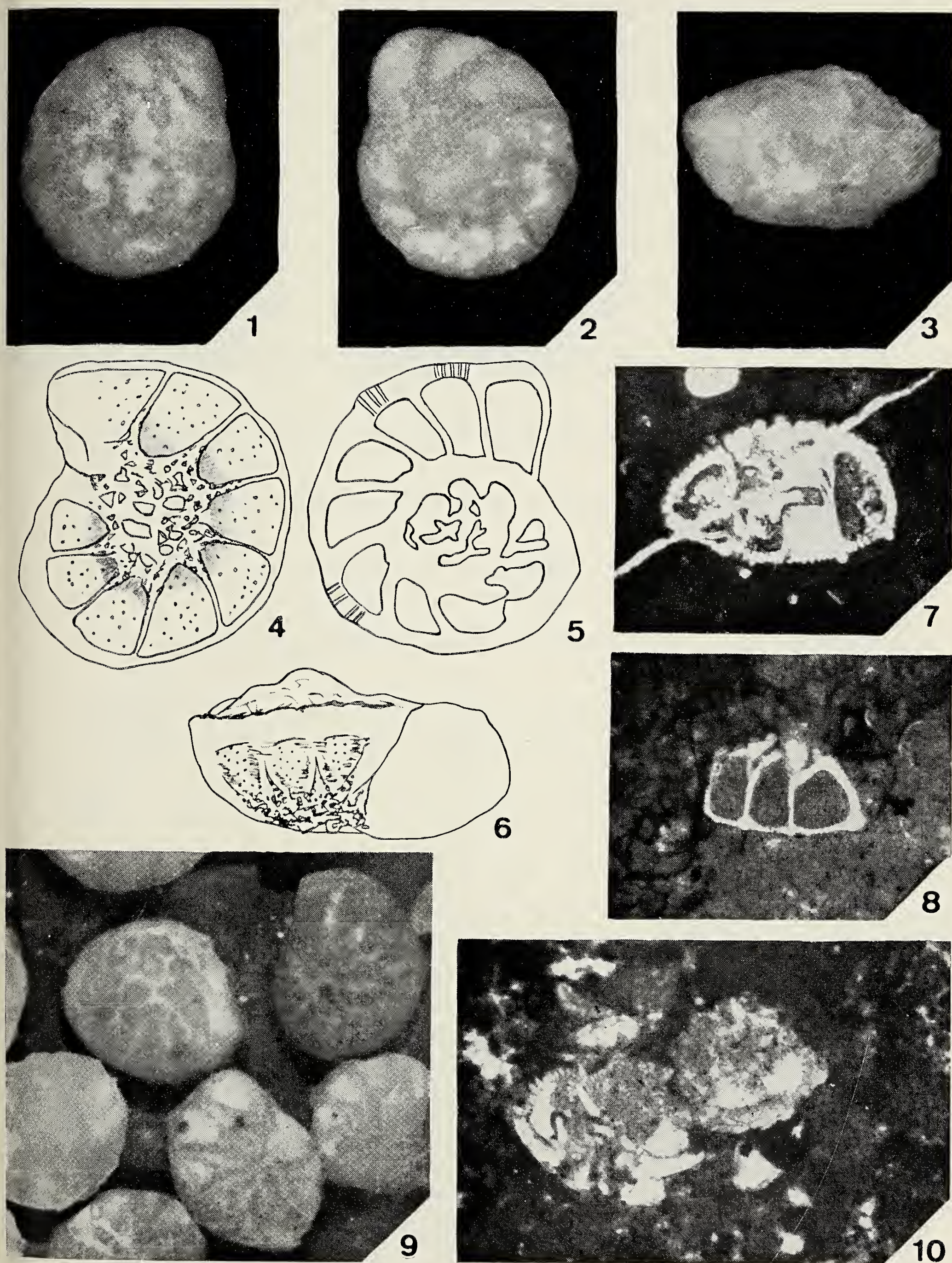

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

TAVOLA III.

Nummoloculina robusta n. sp.

Fig. 1-2. — Olotipo. Veduta laterale e faccia aperturale. Preparato: 20599 NA. Circa 50×.

Fig. 3. — Sezione orientata, trasversa mediana, in un topotipo. Preparato: S204 NA. Circa 42×.

Fig. 4-5. — Olotipo. Veduta laterale e faccia aperturale. Disegni alla camera lucida. Preparato: 20599 NA. Circa 67×.

Fig. 6. — Sezione orientata, subassiale, in un topotipo. Preparato: S205 NA. Circa 42×.

Fig. 7. — Sezione trasversale obliqua in sezione sottile di roccia. Preparato: NA 3d. Circa 42×.

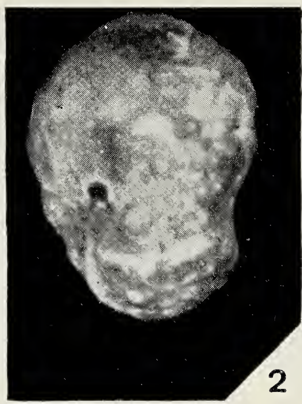
Fig. 8. — Sezione subassiale che mostra una variazione del piano di avvolgimento delle camere nel corso dell'ontogenesi. Sezione sottile di roccia. Preparato: NA 19C. Circa 42×.

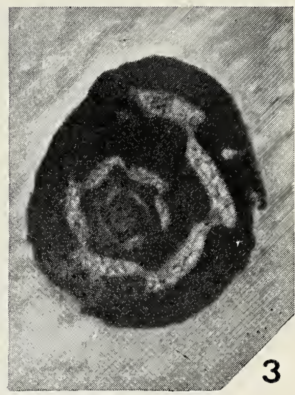
Per tutte le figure:

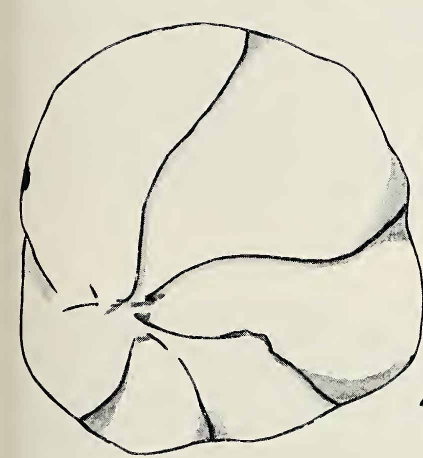
Età: Senoniano.

Località: Loc. Pontone, S. S. « Nastro Azzurro », presso S. Agata.


1

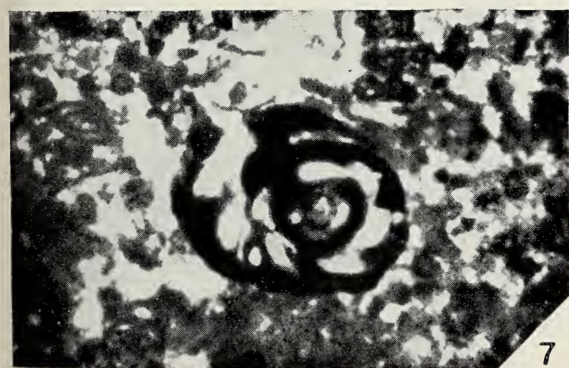

2


3


4


5


6


7


8

TAVOLA IV.

Accordiella conica Farinacci

Sezioni assiali e subassiali in sezioni sottili di roccia.

Fig. 1. — Si distinguono, almeno negli ultimi tre giri di spira, 4 piastre per ogni giro di camere esterne. Tali piastre sono unite da pilastri più o meno irregolari. Preparato: A 3518. Provenienza: tav. 198 - III SE - Trentinara.

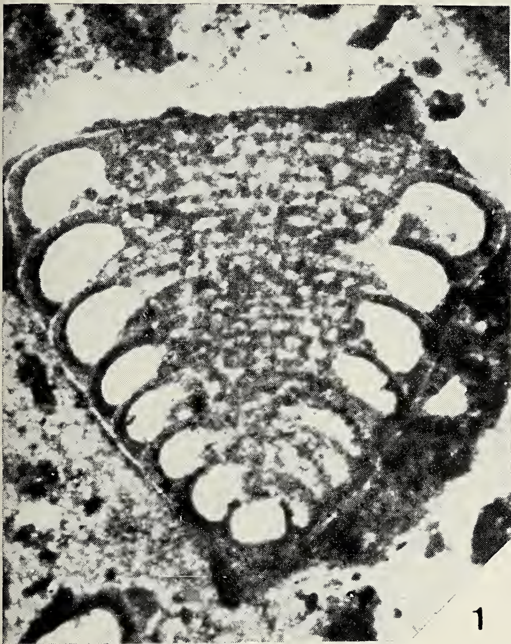
Fig. 2-3-4-5. — Individui che mostrano chiaramente le piastre cribrate della loro struttura interna, in numero di 4 per ogni giro di spira ed unite da pilastri più o meno irregolari. Preparati: NA 3a - NA 23a - NA 19b - NA 21.

Per tutte le figure:

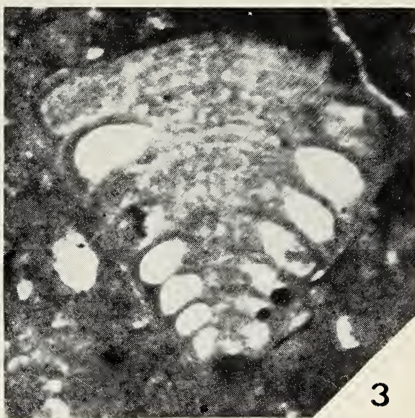
Età: Senoniano.

Località: Loc. Pontone. S. S. « Nastro Azzurro », presso S. Agata (ad eccezione della fig. 1).

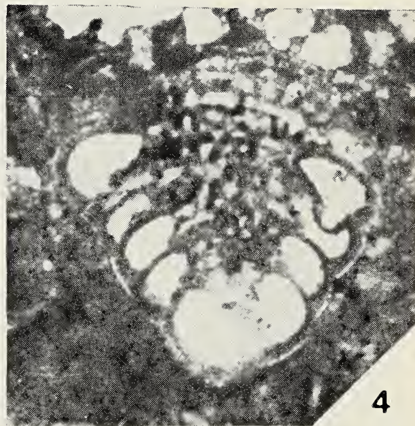
Ingrandimento: circa 63 ×.



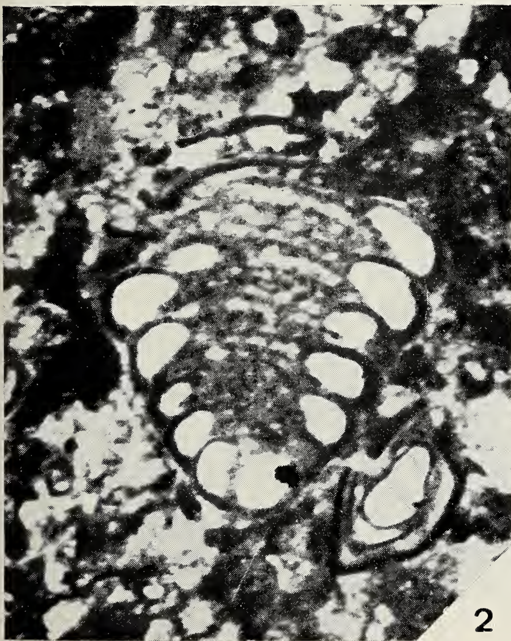
1



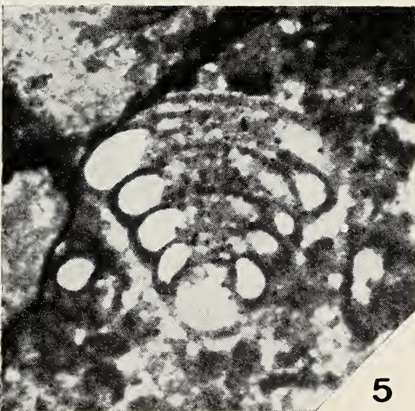
3



4



2



5

TAVOLA V.

Fig. 1-2. — *Neoendothyra apenninica* De Castro. Veduta laterale e faccia aperturale. Preparato: 40 NA. Circa 62×.

Fig. 3. — *N. apenninica* De Castro. Sezione orientata, assiale. In almeno due giri di spira, in alto, si distinguono i cribri aperturali. Preparato: 41 NA. Circa 69×.

Fig. 4 e 6. — *N. apenninica* De Castro. Sezioni assiali in sezione sottile di roccia. Preparato: NA 1. Circa 42×.

Fig. 5. — *N. apeninica* De Castro. Sezione orientata, trasversa mediana. Preparato: 42 NA. Circa 69×.

Fig. 7. — *N. apenninica* De Castro. Sezione obliqua, in cui è visibile la struttura delle pareti del guscio, i setti ed i collaretti anteroversi che bordano i fori aperturali. Sezione sottile di roccia. Preparato: NA 16d. Circa 69×.

Fig. 8. — *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Alcuni talli isolati. Nella parte alta della figura si distinguono in almeno tre esemplari i piccoli allungamenti del tallo, a guisa di piccoli colli. All'estremità di ognuno di questi colli si apre un foro. Preparato: 1 NA. Circa 80×.

Per tutte le figure:

Età: Senoniano.

Località: Loc. Pontone, S. S. « Nastro Azzurro », presso S. Agata

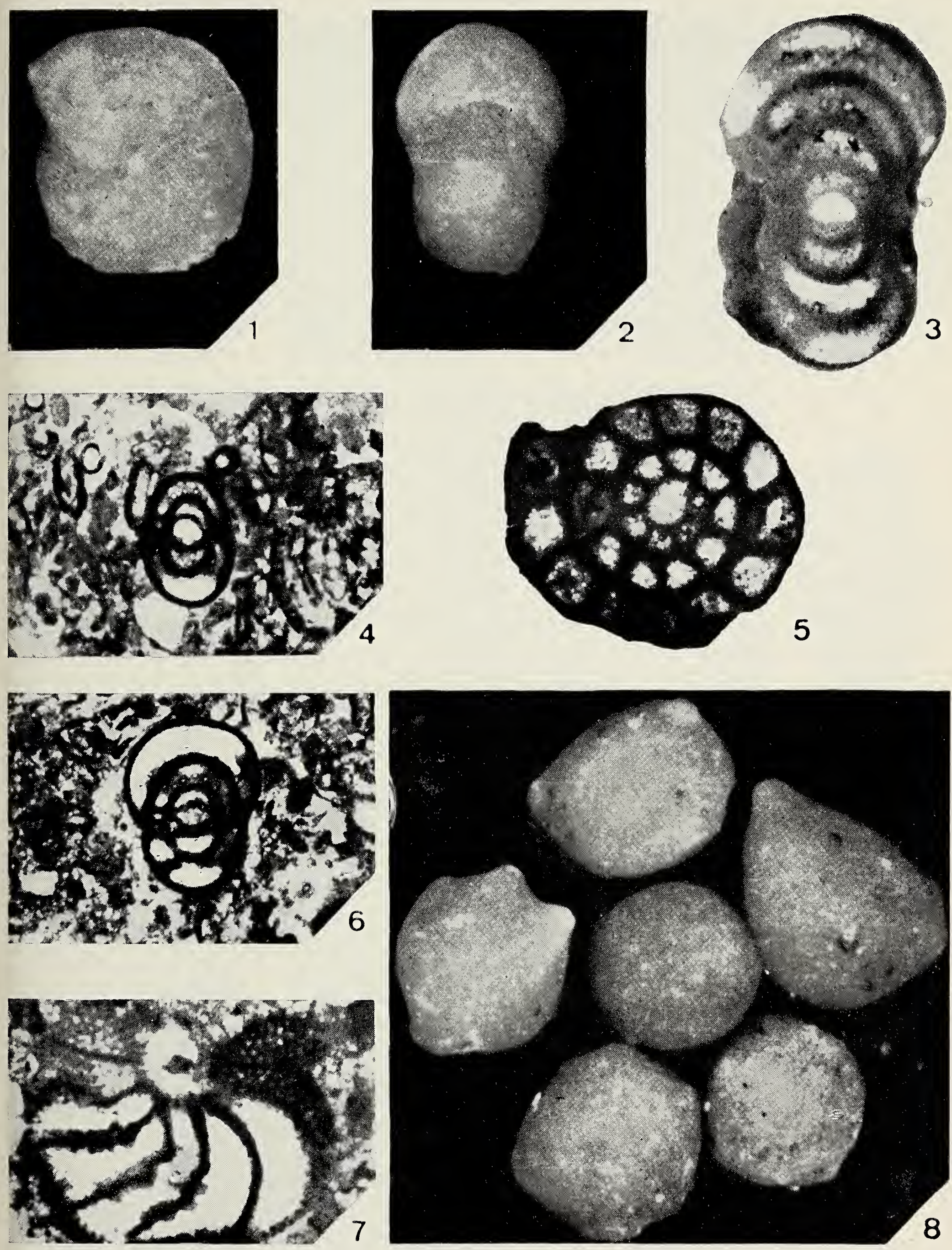

1
2
3
4
5
6
7
8

TAVOLA VI.

Fig. 1-2. — *Coxites* sp. Lato ventrale (che mostra anche la faccia aperturale) e lato dorsale. Preparato: F 5 NA. Circa 35 ×.

Fig. 3. — *Coxites* sp. Sezione trasversale in sezione sottile di roccia. Preparato NA 3a. Circa 40 ×.

Fig. 4. — *Coxites* sp. Sezione orientata, trasversale. Preparato: SF 5 NA. Circa 40 ×.

Fig. 5-6. — Due individui di *Coskinolina* cfr. *C. floridana* COLE. Preparato: F 6 NA. Circa 50 ×.

Fig. 7. — *Stomatostoecha* sp. Veduta laterale. Preparato: F 3 NA. Circa 35 ×.

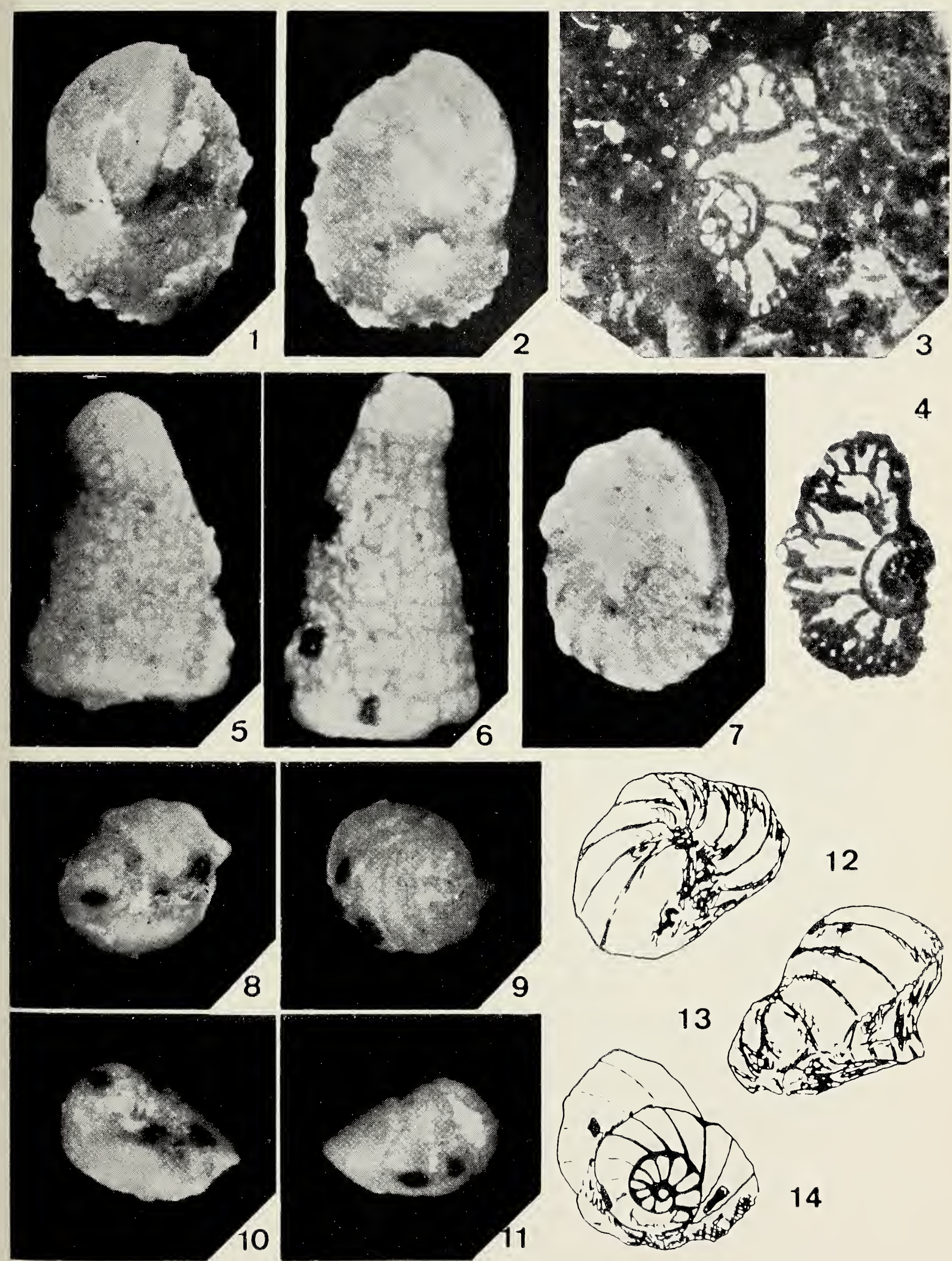
Fig. 8-11. — *Valvulammina picardi* HENSON. Rispettivamente veduta ventrale, dorsale, aperturale e laterale. Preparato: F 25 NA. Circa 35 ×.

Fig. 12-14. — *Valvulammina* sp. Veduta ventrale, laterale e dorsale. Preparato: F 26 NA. Circa 42 ×.

Per tutte le figure:

Età: Senoniano.

Località: Loc. Pontone, S. S. « Nastro Azzurro », presso S. Agata.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Stromatoliti triassiche della Calabria settentrionale (*)

Nota del Socio BRUNO D'ARGENIO

(Tornata del 22 dicembre 1966)

Il valore litogenetico e paleoecologico di quelle caratteristiche forme laminari dovute prevalentemente all'attività biologica delle cianoficee comunemente definite *stromatoliti*, è stato finora poco valutato nelle facies della *piattaforma carbonatica* dell'Appennino centrale e meridionale.

Questa nota è un primo contributo alla conoscenza di queste strutture organico-sedimentarie che sono diffuse, talora con notevole abbondanza, in tutta la successione stratigrafica, a partire dal Trias superiore fino al Miocene basale, e che spesso sono orizzontalmente distribuite secondo una particolare *logica* paleogeografica che ben si accorda col loro significato ecologico.

Un calcolo di massima, eseguito in base a dati personali inediti e a quel poco che si può desumere dalla letteratura, porta a valutare dal 5% al 10% in volume la massa di sedimenti carbonatici dovuti alla prevalente attività biologica delle cianoficee. Come si vede è un contributo notevole, pari, se non superiore, a quello apportato da altri gruppi di organismi noti nelle facies carbonatiche dell'Appennino per la loro attività litogenetica (alghe, foraminiferi, molluschi ecc.).

Il termine *stromatolite*, introdotto da Kalkowski (1908), definisce strutture laminari di origine problematica.

Perciò, come fanno osservare Logan, Rezak e Ginsburg (1964), sarebbe necessario aggiungere un aggettivo che qualificasse la natura della stromatolite di cui si parla (algale, inorganica ecc.) giacchè, a rigore, anche strutture fogliettate d'origine inorganica, se problematiche, potrebbero essere incluse nel termine *stromatolite*.

(*) Lavoro eseguito col contributo del C.N.R.

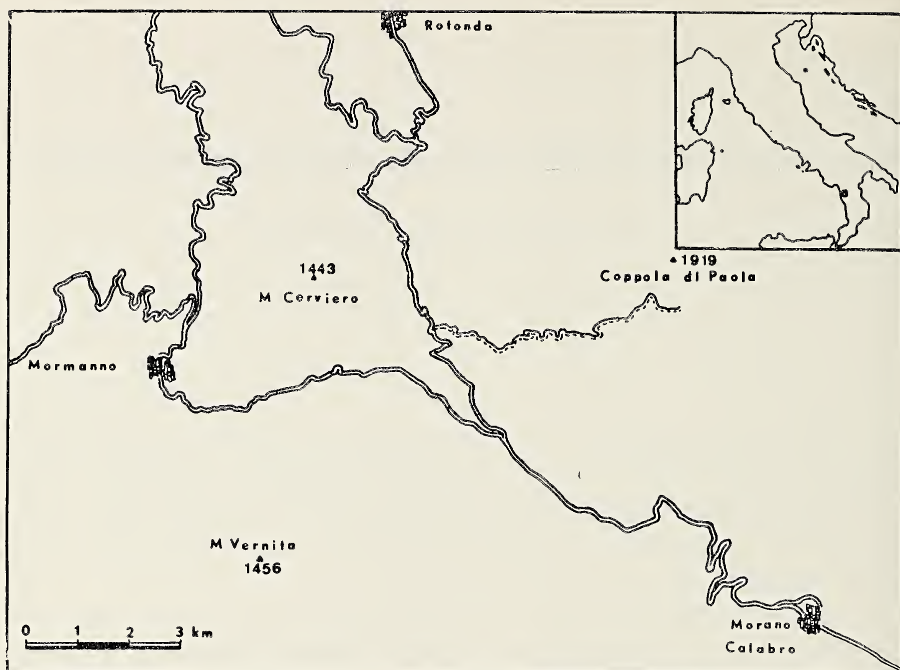


Fig. 1. — Ubicazione dell'area studiata in dettaglio (si veda anche la fig. 10).

In questa nota ed in seguito, tuttavia, si userà il termine *stromatolite* per stromatolite algale, facendolo seguire da un aggettivo qualificativo solo in caso diverso.

Le strutture organico-sedimentarie descritte sono state osservate in un'ampia area d'affioramento che occupa la posizione più occidentale della *piattaforma carbonatica* dell'Appennino centrale e meridionale, e che dall'isola di Zannone va allargandosi verso sud-est, fino ad includere tutta la *fascia sud tirrenica* (D'Argenio 1966a), cioè l'area compresa tra il Tirreno e la spezzata Cetraro-Francavilla Marittima-Castrovillari-Rotonda-Lauria (fig. 10).

Queste strutture sono state studiate in particolare a Monte Vernita e a Monte Velatro, rilievi situati circa 10 Km a ovest dell'abitato di Morano (fig. 1) sul versante sinistro del fiume Lao; va tenuto conto di ciò nello estendere le conclusioni paleoecologiche e paleoambientali a tutta l'area in cui sono presenti.

Localmente la successione triassica comprende:

b) *Norico.* — Dolomie grigio chiare o bianche, con gasteropodi,

megalodontidi ed altri lamellibranchi (spessori affioranti da pochi metri a circa 50).

a) *Norico* (*Carnico?*). — Dolomie grigio scure, plumbee, con dasicladacee, brachiopodi, gasteropodi e stromatoliti (spessore affioranti fino a 200 m).

Per più ampie notizie stratigrafiche si vedano Azzaroli e Cita, 1963; Bosquet, 1963; Civita, 1964; Di Stefano, 1896; Grandjacquet e Grandjacquet, 1962; Sartoni e Crescenti, 1959; Vallario e De Medici, 1966.

I.

1. Cenni sulle stromatoliti.

Le stromatoliti sono strutture organico-sedimentarie formate da pacchi di lamine sovrapposte per spessori variabili da meno di 1 cm. a quasi 200 cm. Le lamine hanno un andamento variabile: sono dolcemente ondulate o fortemente convesse, fino a forme colonnari.

Rimandando ad un lavoro in preparazione una più ampia trattazione dell'argomento, si daranno qui alcuni cenni sulla loro importanza litogenetica. Le stromatoliti sono prodotte in prevalenza dalla attività biologica delle cianoficee, anche se non si può escludere un certo contributo da parte di altre alghe e batteri.

Le cianoficee sono, come è noto, le meno evolute tra le alghe e presentano un elevato grado di adattabilità, essendo presenti in tutte le acque e a tutte le latitudini, a differenza delle altre alghe che sovente richiedono ben determinate condizioni ambientali.

Esse vanno ricordate anche per la loro azione cariante che riveste un'importanza probabilmente non meno grande nella economia sedimentaria e diagenetica delle facies carbonatiche.

Pia (1927) divide in due famiglie artificiali o « sezioni » le alghe fossili che presentano alcune particolari caratteristiche strutturali ma tuttavia mancano di elementi tali da consentire una attribuzione sistematica certa. Associate in via subordinata alle cianoficee vi sono infatti anche altre alghe: rodoficee, cloroficee e in particolare codiacee (Johnson, 1961).

Le due « sezioni » sono: *Porostromata* e *Spongiostromata;* le *Porostromata* mostrano strutture tubulari irregolarmente distribuite e senza setti; le *Spongiostromata* sono, a loro volta, divise in due « sottosezioni »: *Stromatolithi* e *Oncolithi* e mostrano solo raramente

strutture cellulari, perchè il carbonato di calcio è depositato soprattutto all'esterno delle cellule sotto forma di incrostazione.

La differenza sostanziale tra stromatoliti ed oncoliti risiede nel fatto che le prime sono forme autoctone, mentre le seconde sono forme alloctone sferoidali o appiattite.

Come è noto le stromatoliti sono tra i più antichi fossili conosciuti, ma purtroppo la mancanza quasi completa di strutture impedisce di distinguere se si tratta di *generi* naturali o, come gli studi più recenti sembrano mostrare, di un'intima associazione di più specie in complesso equilibrio biologico (schizofite incrostanti, schizofite perforanti e batteri).

Infine, oltre all'attività di fissazione e di attacco del $CaCO_3$ va ricordata la capacità della superficie mucillaginosa dei feltri algali (*algal mats*) di fermare granuli di varie dimensioni, inglobandoli in una lamina calcarea di cui finiscono per costituire parte integrante.

2. Problemi di sistematica.

Esistono notevoli differenze di opinioni sui criteri di classificazione delle stromatoliti. Rezak (1957) ritiene che le maggiori ragioni delle incertezze di accordo sugli elementi diagnostici fondamentali per la classificazione risiedano nella incompletezza di alcuni « olotipi » e nella poco pratica suddivisione, in sistematica, di alcune strutture che andrebbero, a suo parere, considerate come singole unità.

Lo stesso autore fa notare che sovente la istituzione di nuove « specie » o addirittura « varietà » è da ricercarsi nell'errato orientamento di sezioni naturali; per cui una sezione verticale attraverso una « colonia » di *Collenia frequens* Walcott, che permette di osservare una forma cilindroide, è del tutto diversa da una sezione diagonale della stessa « colonia », che dà a quest'ultima la forma d'un tronco di cono capovolto, quale quella di *Cryptozoon occidentale* Dawson (Rezak, 1957, pag. 130).

Un altro motivo di confusione in sistematica è dato dalle dimensioni delle « colonie », che in alcuni casi possono superare i sei metri di diametro e raggiungere quasi i due metri d'altezza, con un peso complessivo di molte tonnellate.

Ciò consente uno studio di dettaglio solo in campagna e rende molto problematico il rinvenimento di strutture di grandi dimensioni osservabili nel loro insieme.

Nonostante tali obbiettive difficoltà di carattere tassonomico sono stati creati negli ultimi ottanta anni decine di nuove specie e di nuovi generi, pur riconoscendo gli autori che la applicazione della nomenclatura binomiale costituisce un artificio.

3. Nuove classificazioni.

Bisogna giungere agli schemi di Rezak (1957), Donaldson (1963) e di Logan, Rezak e Ginsburg (1964) per avere nuovi criteri di classificazione che tengano conto delle osservazioni sulle stromatoliti attuali della Florida meridionale, delle Bahamas e dell'Australia.

Rezak (1957) utilizza per la classificazione la forma complessiva (considerata come forma semplice o come combinazione di forme semplici), la natura delle lamine e le loro caratteristiche, le dimensioni della « colonia ».

Sulla base di questi elementi egli distingue quattro gruppi di forme:

— Forme incrostanti, crescenti dal substrato verso l'alto a partire da un punto per l'aggiunta di lamine convesse (genere *Cryptozoon*).

— Forme incrostanti, crescenti dal substrato verso l'alto a partire da una superficie per l'aggiunta di lamine convesse (genere *Collenia*).

— Forme incrostanti, crescenti dal substrato verso l'alto da una superficie per l'aggiunta di lamine concave (genere *Newlandia*).

— Colonie di lamine coniche sovrapposte con un apice basale attaccato al substrato (genere *Conophyton*).

Donaldson (1963) segue anch'egli un criterio morfologico suddividendo le *Spongiostromata* in sei tipi fondamentali:

Stromatoliti:

— Stromatoliti emisferiche (*Collenia* Walcott)

— Stromatoliti bulbiformi (*Cryptozoon* Hall)

— Stromatoliti colonnari (*Archaeozoon* Mathew)

— Stromatoliti digitate (*Gymnosolen* Steinman)

— Stromatoliti ondulate (*Weedia* Walcott).

Oncoliti:

— Stromatoliti pisolitiche (*Pycnostroma* Gurich).

Logan Rezak e Ginsburg (1964), (pag. 70) mettono in rilievo che molte stromatoliti algali sono strutture risultanti dall'attività dei *feltri* algali consistenti nella « cattura » di materiale sedimentario cla-

stico o bioclastico; la loro forma inoltre è largamente controllata dalla influenza reciproca tra i *feltri* stessi e i fattori fisici ambientali.

I *feltri* algali (*algal mats*) possono contenere un notevole numero di specie; in *algal mats* recenti dei Keys della Florida meridionale Ginsburg ed al. (1964) citano oltre 28 specie presenti. Infine la nomenclatura binomiale in uso per le stromatoliti non è in grado di far rilevare differenze ecologiche sensibili tra le varie forme, così come invece si può notare per le stromatoliti algali recenti.

Pertanto essi propongono una nuova classificazione basata sulle combinazioni di due « forme » elementari, assimilabili ai generi *Cryptozoon*, Hall e *Collenia* Walcott.

Alle strutture di tipo *Cryptozoon* possono ascriversi le forme con prevalente sviluppo verticale (claviformi, colonnari, ecc.) con diametro costante o variabile; alle strutture di tipo *Collenia* possono ascriversi le forme con prevalente sviluppo orizzontale costituite dalla sovrapposizione di più feltri algali in superfici irregolari riconducibili a un insieme d'emisferoidi più o meno ravvicinati.

Si possono avere passaggi verso l'alto o di lato da strutture di tipo *Collenia* a strutture di tipo *Cryptozoon* e viceversa.

Logan, Rezak e Ginsburg (1964), basandosi sulla unità morfologica elementare, l'emisferoide, propongono una nuova classificazione che, come si dirà più avanti, ha il vantaggio di possedere un significato ecologico e che comprende anche le strutture sferoidali (« sottosezione » *Oncolithi*, Pia).

La classificazione di Logan, Rezak e Ginsburg (1964) non ha pertanto, un valore tassonomico ma soprattutto ha un valore ecologico.

Una « formula » composta da lettere permette una descrizione sintetica e consente anche di entrare in dettagli strutturali di secondo ordine.

4. Formule algali.

Si accenna brevemente ai criteri che sono stati seguiti da Logan, Rezak e Ginsburg nella costruzione della loro « formula » (si veda la tabella I), di cui ci si servirà solo in linea subordinata, dopo aver dato una descrizione delle micro e delle macrostrutture delle stomatoliti studiate.

— Strutture LLH. (dalle iniziali di *Laterally Linked Hemispherodis*, tradotto come (H) Emisferoidi Legati Lateralmente). Forme

di tipo *Collenia* collegate tra loro in modo da formare superfici ondulate in cui le singole strutture emisferiche possono essere spaziate (LLH-S, dove S sta per *Spaced*: Spaziate) o ravvicinate (LLH-C, dove C sta per *Closed*: Congiunte).

— Strutture SH (dalle iniziali di *Stacked Hemispheroids*: (H) Emisferoidi Sovrapposti). Forme di tipo *Cryptozoon*, con diametro di base dei singoli emisferoidi variabile (SH-V, dove V sta per *Variabile*: Variabili) o costante (SH-C, dove C sta per *Constant*: Costante).

— Strutture SS (dalle iniziali di *Stacked Spheroids*: Sferoidi Sovrapposti). Strutture sferoidali formate da involucri concentrici interi (SS-C, dove C sta per *Concentric*: Concentrici) o parziali (SS-I, dove I sta per *Inverted*: Invertiti ed SS-R, dove R sta per *Random*: Rinviluppati).

Per conservare la stessa iniziale in italiano, la traduzione dallo inglese sovente non è letterale. Maggiori dettagli sono contenuti nella tavola I.

II.

1. Le biolititi stromatolitiche calabresi.

Le biolititi stromatolitiche oggetto di questa nota si rinvengono intercalate in più livelli nelle dolomie grigio plumbee del Trias superiore (Norico) dell'area in esame. Gli strati hanno spessori variabili tra i 60 e i 100 cm e talora, nel corpo dello stesso strato, si possono osservare deboli variazioni di spessore.

La maggior parte delle strutture sono formate da lamine « emisferoidali » congiunte lateralmente e sovrapposte, di tipo *Collenia*, che hanno diametri di base compresi tra i 10 e i 70 cm e un'altezza che a volte raggiunge anche i 40 cm. Tuttavia le dimensioni più frequenti oscillano intorno ai 15-30-cm di diametro e fino a 20 cm di altezza.

Le lamine hanno spessori complessivi compresi tra 0,3 e 2,5 mm e presentano sovente ondulazioni di secondo ordine.

Raramente si notano brecce intraformazionali tra le strutture, talvolta vi sono lenti appiattite di tali brecce che tagliano le stromatoliti sottostanti. Gli elementi delle brecce sono tutti derivati dalle stromatoliti stesse e consistono in frammenti angolosi di lamine

(*edgewise breccias*). Molto rare sono le strutture formate da emisferoidi sovrapposti e non collegati lateralmente tra loro.

Per il significato di alcuni termini usati nella descrizione dei litotipi carbonatici si rimanda a D'Argenio 1966c.

2. Strutture delle lamine.

Si è detto che le lamine risultano avere una forma emisferoidale con base da subcircolare ad ellittica. In esse è necessario distinguere una parte *algale*, dolomicritica, di colore grigio da una parte formata

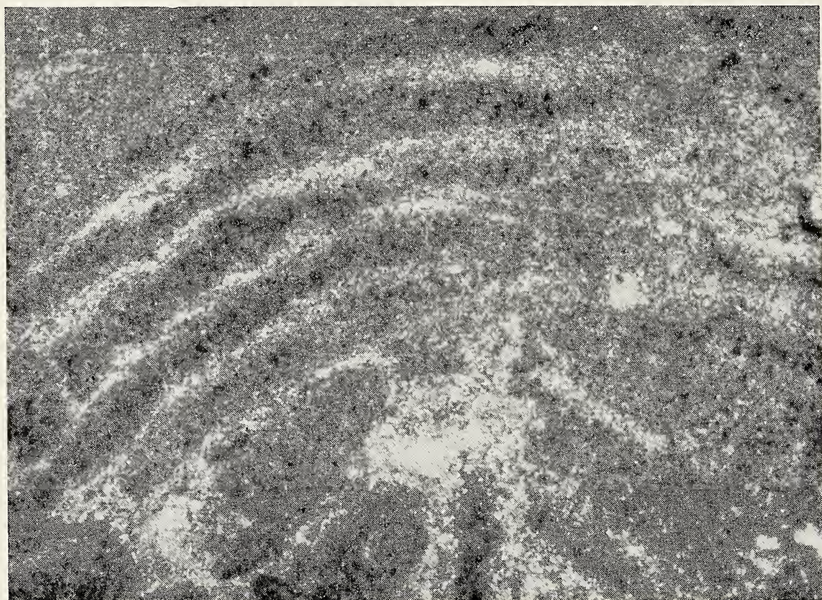
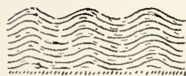
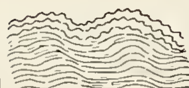
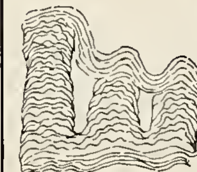


Fig. 2. — Monte Vernita, versante nord orientale. Dolomie stromatolitiche, particolare delle lamine algali. Si notino i granuli diffusi nelle lamine e le cavità di disseccamento trapezomorfe. In basso una cavità di maggiori dimensioni derivante da una rottura locale delle lamine per contrazione. Positivo da sezione sottile. 10 × circa.

da dolospatite più chiara. Le lamine algali sono costituite da aggregati di condroidi (pellets) del diametro variabile tra 0,10 e 0,30 mm diffuse in una lamina dello spessore di circa 0,10-0,50 mm, interamente costituita da dolomicrite (fig. 2). Raramente la dolomitizzazione ha permesso la conservazione di resti fossili. In alcuni casi sono stati osservati insieme ai condroidi ostracodi e foraminiferi arenacei.

STROMATOLITI	(H) EMISFEROIDI LEGATI LATERALMENTE (LATERALLY LINKED HEMISPHEROIDS) *TIPO: COLLENIA, WALCOTT (1914) STRUTTURE EMISFEROIDALI COLLEGATE LATERALMENTE*	 LLH	EMISFEROIDI CONGIUNTI (CLOSED) SPAZIATI (SPACED)	 LLH-C  LLH-S	LE LAMINE CHE COMPONGONO GLI EMISFEROIDI E GLI SFEROIDI POSSONO A LORO VOLTA AVERE UNA MICROSTRUTTURA DI TIPO LLH O SH –	*ESEMPIO:*  LLH-C / LLH-C	DAL BASSO VERSO L'ALTO (IN LLH ED SH) E DALL'INTERNO VERSO L'ESTERNO (IN SS) SI PUÒ PASSARE DA UNA STRUTTURA ALL'ALTRA –	*ESEMPIO:*  LLH-S → LLH-C / LLH-C
	(H) EMISFEROIDI SOVRAPPOSTI (STACKED HEMISPHEROIDS) *TIPO: CRYPTOZOON, HALL (1883) STRUTTURE CLAVIFORMI O COLONNARI COMPOSTE DI EMISFE-ROIDI SOVRAPPOSTI.*	 SH	CON RAGGIO BASALE COSTANTE (CONSTANT) VARIABILE (VARIABLE)	 SH-C  SH-V		*ESEMPIO:*  SH-V / LLH-C		*ESEMPIO:*  LLH-C → SH-C / LLH-C → LLH-C
ONCOLITI	SFEROIDI SOVRAPPOSTI (STACKED SPHEROIDS) *STRUTTURE SFEROIDALI FORMATE DA INVOLUCRI CONCENTRICI INTERI e/o PARZIALI.*	 SS	SFEROIDI CONCENTRICI (CONCENTRIC) RINVILUPPATI (RANDOM) INVERTITI (INVERTED)	 SS-C  SS-R  SS-I		*ESEMPIO:*  SS-R / LLH-C		*ESEMPIO:*  SS-C → SS-R / LLH-C

Oltre ai più numerosi condroidi vi sono altri granuli appiattiti che hanno gli stessi spessori dei condroidi, ma lunghezza variabile tra 0,5 e 1 mm. Questi granuli sono privi normalmente di struttura interna e sono disposti sempre parallelamente alle lamine, mostrando chiara-

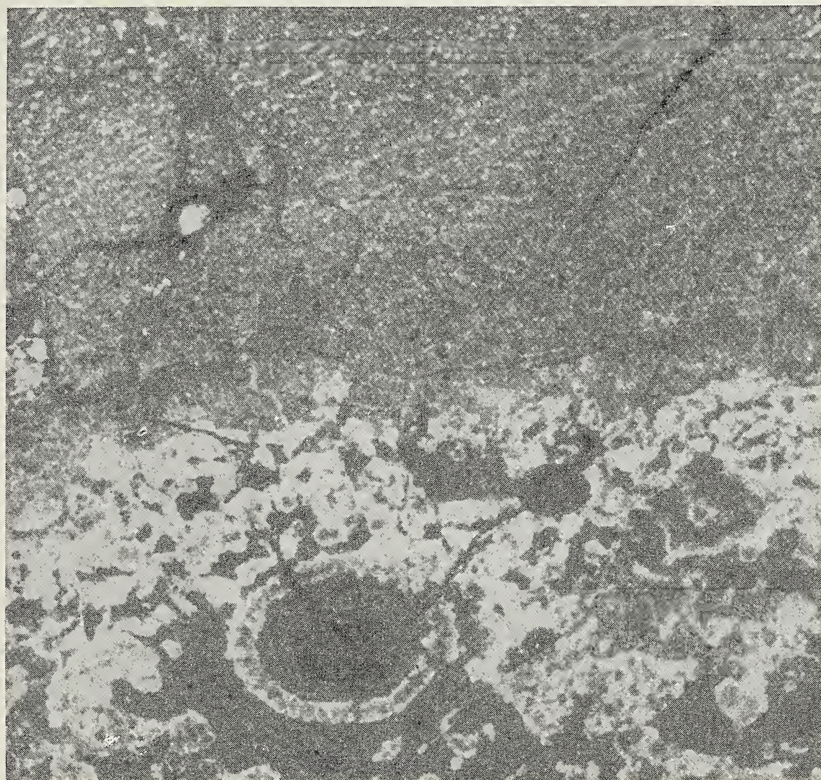


Fig. 3. — Strada Rotonda-Morano Calabro, bivio per i Piani di Ruggio, località il Fortino. Pacco di lamine stromatolitiche sul margine di una piccola biolitite a diplopore. Si noti l'abbondanza maggiore di granuli appiattiti nelle lamine algali che sono prive di strutture di disseccamento. Tutta la figura è attraversata da una cavità trapezomorfa alla sommità della biolitite.
Negativo direttamente da *peel*. 5× circa.

mente d'essere stati al pari dei condroidi « catturati » dai feltri algali e in essi incorporati.

In alcuni di questi granuli appiattiti tuttavia si nota una appena accennata partitura in 4-5 sezioni, ciascuna per dimensioni corrispondente con buona approssimazione ai granuli condroidali.

L'osservazione dettagliata delle biolititi a diplopore mostra tutti

gli stadî di passaggio, per frammentazione e diminuzione delle dimensioni dei frammenti, dai talli ntegri ai granuli appiattiti di cui sopra (fig. 3).

I rapporti tra le biolititi a diplopore e quelle stromatolitiche ci autorizzano a supporre che questi granuli appiattiti siano dei bioclasti. Ancora problematico rimane invece il passaggio tra i granuli bioclastici e i più numerosi granuli condroidali delle lamine algali, per cui si è preferito mantenere per essi il termine di condroidi, geneticamente non qualificante.

Le lamine possiedono oltre alla loro forma emisferoidale, localmente più o meno complessa, altre minute ondulazioni di secondo ordine le quali, come si dirà più ampiamente appresso, sono da mettere in relazione a fenomeni di contrazione per disidratazione.

3. Forma delle lamine.

Si è già accennato alla forma delle lamine. Le strutture prevalenti sono di tipo *Collenia* e possono essere descritte con la formula generica LLH-C (cfr. la tavola I).

Le ondulazioni di secondo ordine sono frequenti e sovente si può giungere anche a minuscole ondulazioni di terzo ordine. Dal basso verso l'alto le complicazioni strutturali vanno aumentando per il ripetuto disseccamento. Questo processo si realizza in genere secondo lo schema:

$$\text{LLH-C} \rightarrow \frac{\text{LLH-C}}{\text{LLH-C}} \rightarrow \frac{\text{LLH-C}}{\text{LLH-C} \rightarrow \text{SH-C}}$$

4. Strutture di disseccamento.

Nelle stromatoliti calabresi si osservano di norma delle cavità interlaminari di origine secondaria ma penecontemporanee che si attribuiscono a contrazione delle lamine per disidratazione.

La genesi di queste cavità come dovute a fenomeni di disseccamento in stromatoliti è stata riconosciuta e illustrata da Fischer (1965) per il *Dachstein* delle Alpi Calcaree Settentrionali.

Un esame delle cavità di disseccamento nel Mesozoico dell'Appennino calcareo meridionale è in D'Argenio (1966b) a cui si rimanda

per maggiori dettagli. Le cavità si possono distinguere in base alla loro forma in:

— *cavità condromorfe* (*shrinkage pores* in FISCHER, 1965) irregolari, talvolta subsferiche, talaltra tubulari e disposte su piani grosso modo paralleli alla stratificazione;

— *cavità trapezomorfe* (*sheet cracks* in FISCHER, 1965) più rego-

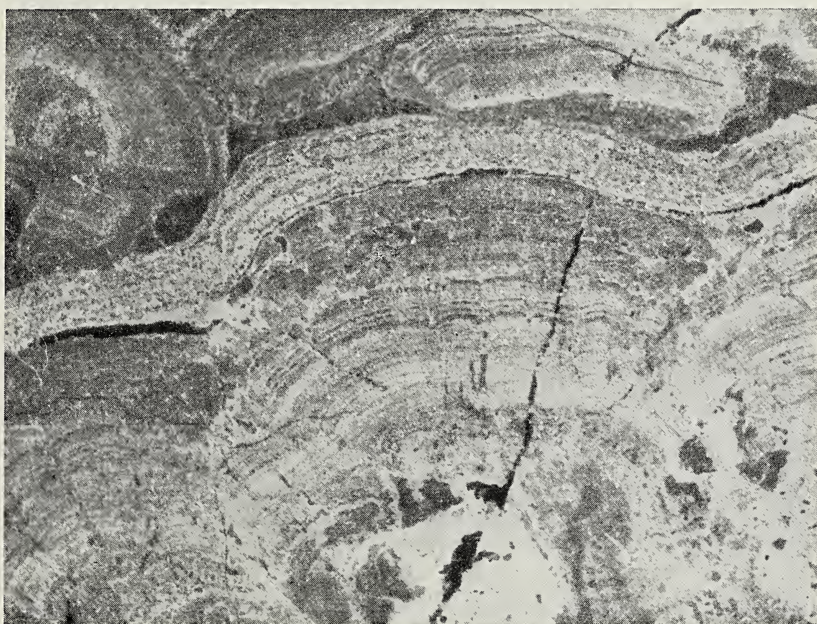


Fig. 4. — Monte Vernita, versante nord occidentale. Dolomie stromatolitiche con strutture di tipo $\frac{\text{LLH-C}}{\text{LLH-C}}$ → LLH-C, con cavità di disseccamento prismatiche (?) appena accennato nella parte media della figura. Sopra all'ultimo pacco di lamine alcune oncoliti (SS-C ed SS-I). Positivo da sezione sottile. 5× circa.

lari delle precedenti, lenticolari o tabulari, giacciono preferenzialmente su piani paralleli alla stratificazione, e

— *cavità prismatiche* (*prism cracks* in FISCHER, 1965), rappresentano talora tratti di unione tra le cavità suborizzontali precedenti (cavità prismatiche interne) o giungono fino all'esterno, formando le caratteristiche *impronte di disseccamento* poligonali (cavità prismatiche esterne).

Le modalità genetiche di questi vacui e la « paragenesi » del

loro riempimento ci forniscono utili dati per la interpretazione paleocologica delle stromatoliti calabresi.

Un esame delle stromatoliti mostra che le lamine dolomitiche (che rappresentano ciò che rimane degli originari feltri algali col



Fig. 5. — Isola di Zannone, falesia nord orientale del Monte Pellegrino. Dolomia stromatolitica. Cavità trapezomorfe e condromorfe tra le lamine con due generazioni di riempimento spatico ben evidenti nelle cavità più grandi. Negativo direttamente da *peel*. 8× circa.

materiale « catturato » dalle loro superfici mucillaginose) non sono che raramente a diretto contatto tra loro.

Molto spesso infatti tra le lamine si osserva un mosaico di dolospatite con cristalli subedrali o euedrali che riempiono gli spazi liberi tra le lamine. In molti casi si può ancora notare che i cristalli nella loro fase iniziale di crescita tapezzavano una cavità dalle cui pareti si spingevano verso l'interno a mo' di drusa. Le cavità hanno una forma varia e condizionata dalla loro genesi, risultante da un processo di disidratazione per esposizione subatmosferica temporanea che, disseccando i feltri algali, ne ha provocato l'arricciamento e il successivo distanziamento. L'altezza delle cavità oscilla tra: 0,2 e i 2 mm (fig. 4).

Le cavità così formate vengono riempite poi da spatite ed hanno forma presso a poco lenticolare (*cavità trapezomorfe*).

Non mancano i casi in cui si susseguono piccole cavità subsferiche allineate lungo piani interlaminari (*cavità condromorfe*).

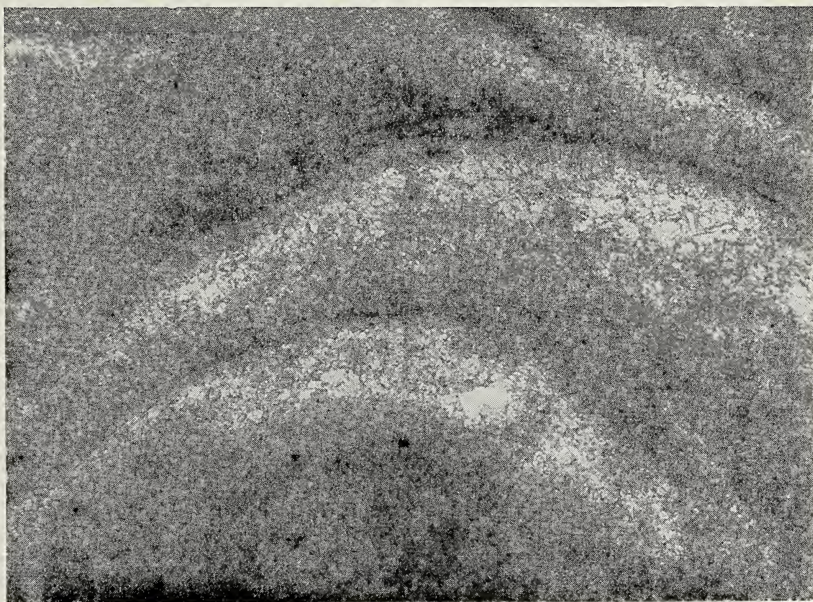


Fig. 6. — Strada Rotonda-Morano Calabro, bivio per i Piani di Ruggio, località il Fortino. Cavità subgranulari in gusci di brachiopodi, nei sedimenti normali tra due pacchi di lamine stromatolitiche. Positivo da sezione sottile. 10 × circa.

Più raramente le cavità hanno dimensioni dell'ordine dei 3-4 mm di altezza e risultano dal divaricarsi di un intero pacco di lamine.

Le modalità con cui si è verificato il riempimento di questi vacui per quanto complicate dalla dolomitizzazione sono ancora riconoscibili: di solito vi sono due generazioni di cristalli di cui la prima è più torbida è formata da individui equigranulari subedrali completamente dolomitizzati, la seconda da individui inequigranulari subedrali o anedrali, di dimensioni crescenti verso il centro della cavità.

Durante il riempimento inoltre possono intervenire fenomeni di assestamento di pacchi di lamine (costipamento?) con formazione di fratture beanti o « microfaglie » oppure con crolli di granuli o di frammenti di lamine dal tetto delle cavità o infine può giungere dallo esterno del nuovo sedimento.

Che questi ultimi fenomeni siano penecontemporanei è provato

dalla continuità sintassiale tra i mosaici che riempiono le cavità di disseccamento e quelli che riempiono le fatture; dalla presenza di cristalli euedrali tapezzanti anche il bordo delle cavità che viene a sporgere nel loro interno quando la fratturazione è seguita da una dislocazione di pochi decimi di millimetro e da tutti gli stadî di passaggio tra il crollo appena accennato e quello totale di una parte della volta della cavità sul pavimento di quest'ultima.

4. Oncoliti.

Le dolomie stromatolitiche fanno lateralmente passaggio, come s'è accennato a biolititi a diplopore e a sedimenti normali, ricchi

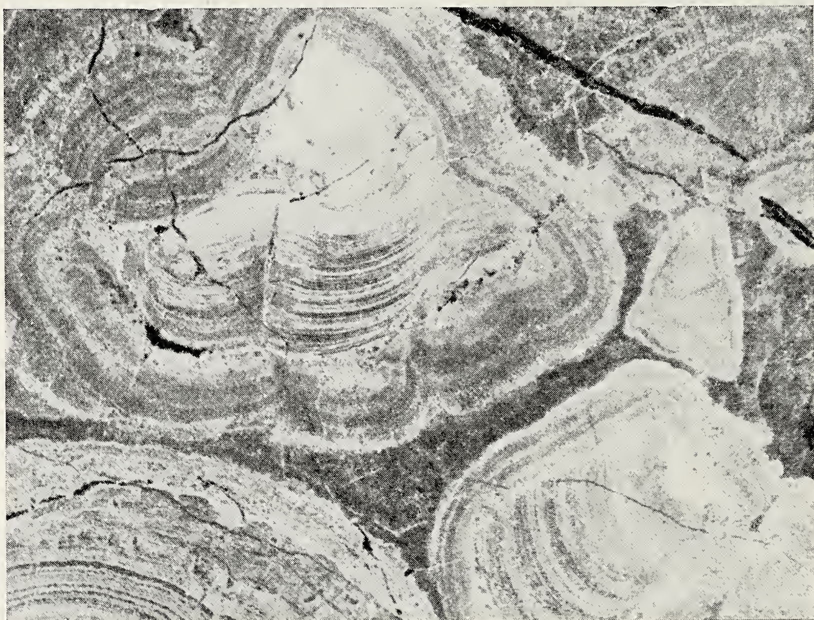


Fig. 7. — Monte Vernita, versante sud. Oncoliti con frammenti stromatolitici al nucleo. Strutture di tipo LLH-C $\rightarrow \frac{\text{SS-C}}{\text{LLH-C}}$ ed LLH-C $\rightarrow \frac{\text{SS-C}}{\text{SH}}$
Negativo direttamente da sezione sottile. 5 × circa.

talora di fossili tra cui brachiopodi, gasteropodi e lamellibranchi. A luoghi anche le oncoliti sono molto abbondanti. Queste risultano strettamente connesse con le stromatoliti da cui trae origine di solito il

loro nucleo. Quest'ultimo ha dimensioni comprese tra pochi mm e 10-15 mm, mentre le oncoliti hanno dimensioni variabili tra pochi mm e i 25-30 mm, fino ad un massimo osservato di 45 mm.

Spesso il nucleo costituito da un frammento stromatolitico è ancora legato a parte del *substrato;* in questo caso nelle stromatoliti prevalgono le strutture SH-C.

A volte invece il nucleo è un frammento di oncolite; più raramente invece è un intraclasto o un bioclasto.

Le oncoliti osservate sono di due tipi principali ad inviluppi concentrici non ondulati (SS-C) e fittamente ondulati $\left(\frac{\text{SS-C}}{\text{LLH-C}}\right)$; e ad inviluppi parziali alternati $\left(\text{SS-I ed } \frac{\text{SS—I}}{\text{LLH—C}}\right)$.

Non esistono strutture di disseccamento evidenti nelle oncoliti.

5. Biolititi a diplopore.

Lateralmente alle stromatoliti si rinvengono strati a diplopore che passano a vere biolititi algali.

Queste biolititi a luoghi possono ben definirsi delle piccole bioerme giacchè si sollevano rispetto al fondo e costituiscono dei piccoli domi, alti anche 50-60 cm., in cui è evidente dalla tessitura delle dolomie che le alghe avevano uno sviluppo fototropico, tendendo i talli a deviare dai lati dei domi verso l'alto.

Inoltre la porosità intrabiolititica e l'elevato numero di strutture geopete in questi accumuli contrasta con le caratteristiche dei sedimenti circostanti meno ricchi di vacui primari.

La cementazione delle biolititi è quasi completamente penecontemporanea e segue alla ricristallizzazione delle pareti calcificate dei talli. Si possono distinguere almeno tre successivi mosaici di cemento equigranulare idiotopico e ipidiotopico e un quarto mosaico inequigranulare della cui età non abbiamo elementi per giudicare (fig. 8).

Il primo cemento è dato da cristalli aciculari torbidi di oltre 1 mm di lunghezza che tapezzano più del 50% delle cavità tra i talli; si deposita poi del raro materiale sedimentario bioclastico. Segue un altro mosaico equigranulare costituito da individui subedrali a luoghi limpidi a luoghi giallini che si deposita sia sui cristalli aciculari che nelle cavità residue tra i talli e nel loro interno.



Fig. 8. — Monte Cerviero, versante sud ovest. Biolitite a diplopore. In associazione *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL e *Griphoporella curvata* (GÜMBEL). Si noti l'alta porosità intrabiolititica cementata da diverse generazioni di spatite. Nel terzo tallo da sinistra in basso accumuli di granuli (in bianco) nella metà inferiore (struttura geopeta).
Negativo direttamente da sezione sottile. 6× circa.

Immediatamente prima e durante la formazione di questi cristalli si ha il *crollo* parziale del materiale sedimentario aderente all'interno delle pareti dei talli e di alcuni presumibili *inviluppi micritici* risultanti dall'attacco delle pareti da parte di cianoficee (fig. 9).

Infine un terzo mosaico inequigranulare ipidiotopico, seguito ancora da raro detrito bioclastico, occlude quasi tutte le cavità.

La intensa dolomitizzazione che ha talora cancellato ogni struttura utile ai fini diagnostici non permette di determinare molte forme tra quelle costituenti le biolititi. Tra queste è possibile riconoscere (1) tipiche forme noriche quali *Griphoporella curvata* (GUMBEL) e *Gyroporella vesiculifera* GUMBEL (quest'ultima specie è citata anche da SARTONI e CRESCENTI, 1959, nel gruppo del Pollino).

---

(1) Determinazioni del Dr. A. PRATURLON, che ringrazio vivamente.



Fig. 9. — Strada Rotonda-Morano Calabro, bivio per i Piani di Ruggio. Località il Fortino, biolitite a diplopore. Particolari della diagenesi dei talli: si notino, dopo un inizio di cementazione, i vari stadi nel crollo di granuli inizialmente aderenti alle pareti interne e il riempimento finale ad opera di almeno tre generazioni di spatite (l'intervallo tra il secondo e il terzo mosaico è reso evidente da un velo micritico).
Positivo da sezione sottile. 15× circa.

III.

1. Considerazioni paleoecologiche.

Come si è accennato nella prima parte i problemi relativi alla classificazione delle strutture stromatolitiche sono ancora in gran parte insoluti.

Meno problematica appare invece la loro palecologia poichè, in contrasto con la complessità dei fenomeni biologici e biochimici che regolano la vita delle comunità algali, le strutture organico-sedimentarie che da questa attività traggono origine sono nella loro morfologia legate ad un più semplice variare di parametri ambientali: agitazione delle acque, eventuale frequenza e durata della esposizione subatmosferica, velocità di subsidenza ecc.

L'ecologia delle stromatoliti recenti dopo il classico lavoro di Black (1933) è stata oggetto, negli ultimi anni, di molte ricerche ad opera di Ginsburg (1955, 1960), Ginsburg e Lowenstam (1958), Logan (1961), Logan, Rezak e Ginsburg (1964), Monty (1965) ed altri.

Personalmente ho potuto eseguire nei Keys della Florida durante l'inverno 1965-66 confronti molto interessanti che si sono rivelati ancor più utili dopo lo studio del materiale ivi raccolto.

Si è visto che le strutture prevalenti sono di tipo LLH (cioè di tipo *Collenia*) mentre subordinate sono le strutture SH (tipo *Cryptozoon*). Lateralmente o in strati intercalati alle stromatoliti si rinvengono anche oncoliti (strutture di tipo SS).

Qual'è il significato di ciascun gruppo di forme dal punto di vista palecologico?

Esaminiamolo brevemente.

2. Forme di tipo Collenia.

Le strutture di tipo LLH si formano attualmente nelle aree littorali protette dall'azione diretta del moto ondoso o delle correnti di marea (Black, 1933; Logan, Rezak e Ginsburg, 1964). Monty (1965), che ha studiato il ritmo di crescita delle stromatoliti della Isola di Andros, Bahamas, le ha ritrovate anche in aree sublittorali

a pochi decimetri (e fino ad un massimo di 1,5 metri) al di sotto del livello della bassa marea. Qui però sembrano meno frequenti.

Tutte queste forme crescono sia su superfici fangose che rocciose o ricoprono piccole accidentalità del substrato o crescono ricoprendo alghe (cloroficee, rodoficee), coralli o anche altro materiale stromatolitico disseccato.

La distanza fra i domi sembra essere inversamente proporzionata alla frequenza dell'inondazione (Clarke e Teichert, 1946) il che potrebbe essere in relazione ad un più intenso arricciamento delle lamine nelle aree meno frequentemente ricoperte dall'acqua.

Se applichiamo queste osservazioni alle stromatoliti triassiche calabresi sulla base delle loro caratteristiche precedentemente illustrate, possiamo avere un quadro ambientale sufficientemente dettagliato da permetterci di definirlo qualitativamente.

Le stromatoliti si sviluppavano in un ambiente littorale, in cui la esposizione provocava il disseccamento penecontemporaneo delle lamine e il loro indurimento (strutture di disseccamento). In aree contigue, sublittorali, fioriva intanto una rigogliosa vegetazione algale, costituita prevalentemente da diplopore che potevano accumularsi in alcuni casi con tale abbondanza da formare delle piccole bioerme. per il crescere di nuovi individui in aree circoscritte e su popolazioni già calcificate.

La disgregazione dei talli delle alghe già calcificate (ad opera di cianoficee o per cause meccaniche) forniva parte del detrito bioclastico (granuli appiattiti) che unitamente ad altre particelle (granuli condroidali, anch'essi bioclastici?) veniva trasportato verso le aree littorali dalle correnti di marea, finendo per rimanere aderente alle superfici mucillaginose delle lamine algali. Quando le lamine erano coperte di questo finissimo materiale i filamenti algali migravano fototropicamente verso l'alto tra le particelle, ristabilendo all'esterno un nuovo feltro mucillaginoso con le stesse caratteristiche del precedente.

Non c'è evidenza geologica dei più complessi fenomeni biochimici osservabili nelle stromatoliti viventi.

Quale fosse la periodicità di questo accrescimento è difficile dirlo, ma presumibilmente doveva essere in relazione alla combinazione di vari elementi. La maggior parte di questi, per il grado di approssimazione che l'indagine palecologica permette di raggiungere, possono essere considerati come variabili indipendenti (maree equinoziali, piovosità, tempeste, insolazione, ecc.).

Forse ad una certa periodicità obbediva anche il disseccamento che ci è testimoniato dall'irrigidimento penecontemporaneo delle strutture e dell'arricciarsi delle lamine.

Il disseccamento avveniva però secondo due diversi ordini di grandezza e intensità.

(a) *Disseccamento al livello delle singole lamine* (periodico?).

È il tipo più frequente tanto che in moltissime sezioni esaminate le cavità condromorfe e trapezomorfe relative si ritrovano quasi ad ogni lamina. La intensa dolomitizzazione impedisce però di generalizzare questa affermazione. Infatti se è vero che a volte si trovano tutti i termini di passaggio tra spazi interlaminari dolomitizzati e cavità in cui si distinguono evidenti mosaici radiassiali con due o più stadî di cementazione, spesso però questi passaggi mancano e tra le lamine algali scure vi sono solo lamine chiare di dolomite xenotopica di cui non è possibile dire quale fosse la natura prima della dolomitizzazione.

(b) *Disseccamento di interi pacchi di lamine.*

È meno frequente e in molti casi è possibile provare che si è verificato dopo una iniziale cementazione delle cavità interlaminari che risultano rotte e spostate insieme ai mosaici che le riempivano. A questi più energici fenomeni di disseccamento si associano cavità prismatiche interne ed esterne e brecce di disseccamento, talora accumulate negli spazi tra le stromatoliti. Si ritiene che questi ultimi fenomeni fossero aperiodici.

3. Forme di tipo Cryptozoon.

Queste strutture (SH) si sviluppano quando i feltri algali non hanno la capacità di spingersi nelle aree tra i domi e gli emisferoidi si assottigliano fino a scomparire alla loro periferia.

Ciò secondo Logan ed Al. (1964) può essere dovuto al dislivello tra la sommità delle strutture e le depressioni adiacenti mentre il loro sovrapporsi può essere favorito da un indurimento penecontemporaneo. Inoltre l'azione delle onde o delle correnti di marea può agevolare questa crescita, impedendo lo sviluppo dei feltri algali nelle depressioni o seppellendoli con sedimenti troppo abbondanti per poter essere attraversati dai filamenti algali.

Le strutture attuali di tipo *Cryptozoon* si rinvengono anch'esse

nelle aree littorali, ma raggiungono il loro sviluppo maggiore nelle lagune iperaline dell'Australia occidentale (Shark Bay), (Logan, 1961).

Logan ed Al. (1964) infine ritengono che le strutture SH siano tipiche di aree littorali meno protette rispetto a quelle in cui si formano le strutture LLH.

Nelle stromatoliti triassiche della Calabria le forme di tipo *Cryptozoon* sono molto rare e localizzate e pertanto non si ritiene che debbano essere prese in considerazione ai fini della ricostruzione ambientale. La loro presenza, a partire da forme di tipo LLH ci indica solo un locale variare della durata della esposizione e, presumibilmente, una maggiore intensità nel disseccamento.

4. Oncoliti.

Le oncoliti si sviluppano generalmente in aree sommerse a piccola o piccolissima profondità sotto il livello della bassa marea o anche in zone littorali in cui vi siano aree depresse perennemente inondate.

Perchè le lamine algali parziali o complete possano svilupparsi, si richiede una certa energia meccanica ambientale che tuttavia può essere saltuaria o poco intensa. Le strutture SS-C, SS-R e SS-I, nello ordine, richiederebbero una turbolenza decrescente.

Le oncoliti descritte in questa nota hanno un nucleo appiattito che deriva quasi sempre dallo smantellamento delle stromatoliti. Le forme prevalenti sono quelle concentriche (SS-C) che denoterebbero un movimento più o meno continuo.

Questo movimento deve essere però avvenuto su di un soffice fondo fangoso dal momento che mancano evidenti segni di erosione delle lamine. A volte le oncoliti ormai fissate sul fondo venivano ricoperte da pacchi di lamine stromatolitiche.

Ciò può indicare una certa diminuzione batimetrica.

Le osservazioni che si possiedono sulla posizione delle oncoliti ci fanno supporre che queste abbondassero nelle aree di passaggio tra le stromatoliti e le bioerme a diplopore.

5. Conclusioni.

L'esame palecologico mostra che siamo in presenza di due distinti ambienti di sedimentazione che fanno passaggio l'uno all'altro e che

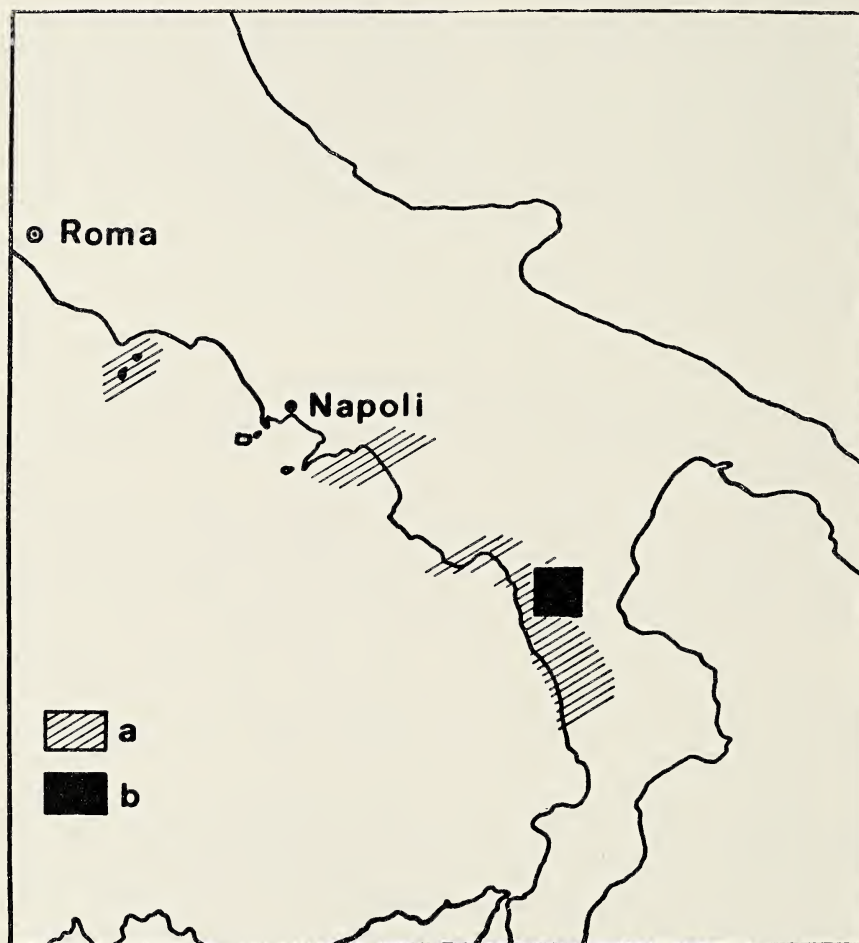


Fig. 10. — Aree degli affioramenti norici con stromatoliti del tipo descritto in questo lavoro (*a*). Ubicazione dell'area studiata in dettaglio (*b*), (cfr. la fig. 1).

sono ben riconoscibili anche in campagna: i caratteri dell'uno infatti (strutture di disseccamento, stromatoliti) escludono quelli dell'altro (bioerme a diplopore, sedimenti normali con alghe, brachiopodi, molluschi e foraminiferi.

Si è detto nella introduzione che le facies descritte al M.te Velatro affiorano in un'area più ampia coincidente con la *Fascia sudtirrenica* distinta da D'Argenio (1966a). Le stesse facies sono presenti anche nel Norico dell'Isola di Zannone (fig. 10), (2).

Le conclusioni dell'analisi ambientale possono, come ipotesi di lavoro, estendersi a queste aree ma richiedono ulteriori conferme.

Ciò sarà fatto in una successiva fase delle ricerche che prevede la cartografia delle facies distinguibili: facies littorali (stromatoliti) e facies sublittorali (bioerme a diplopore e sedimenti normali).

Di grande interesse sarà anche lo studio dei rapporti con le più note *dolomie a megalodontidi* delle quali le facies descritte in questa nota sembrano essere, almeno in parte, eteropiche.

Per il momento il quadro paleoambientale proposto, se non è ancora del tutto completo per quel che riguarda la distribuzione delle facies, ci permette di affermare però che anche nel Trias, contrariamente a quanto è ritenuto da alcuni autori, è possibile distinguere ambienti di sedimentazione ben differenziati tra loro.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, dicembre 1966.

RIASSUNTO

Si segnala la diffusa presenza di stromatoliti nel Trias superiore della Calabria settentrionale. Dopo alcuni cenni sulla natura e sui problemi tassonomici di queste strutture organico-sedimentarie (parte I), si descrivono le caratteristiche (parte II) e il significato paleoecologico (parte III) delle stromatoliti studiate.

SUMMARY

Stromatolites from northern Calabria Upper Triassic are described. After the outline of some genetic and taxonomic problems (I part), the characteristic (II part) and the paleoecologic significance (III part) of these organo-sedimentary structures are described and discussed.

---

(2) Mi è gradito ringraziare il Prof. M. Norton, Dept. of Geology, American University, Washington D. C., che nell'estate 1966 mi ha gentilmente accompagnato col suo yacht *Dana* all'isola di Zannone.

BIBLIOGRAFIA

AZZAROLI A. e CITA B. M. 1963-1967 - *Geologia Stratigrafica*, Vol. II e III Milano, La Goliardica.

BLACK M. 1933 - *The algal sediments of Andros Island, Bahamas*. Royal Soc. Philos Trans. ser. B, **122**.

BOSQUET J. C. 1963 - *Quelques éléments structuraux des environs de Castrovillari et de Morano Calabro (Calabre - Italie mérid.)*. Bull. Soc. Geol. France, 7ª sez., **4**.

CIVITA M. 1964 - *Osservazioni geologiche nei monti di Maratea (Lucania merid.)*. Mem. e note Istit. Geol. Applicata Univ. Napoli, **9**.

CLOUD P. E., 1942 - *Notes on stromatolites*. Am. Jour. Sci., **240**.

D'ARGENIO B. 1966a - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. Ital., **5**.

D'ARGENIO B. 1966b - *Le facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale*. Soc. Natur. in Napoli, **75** (in corso di stampa).

D'ARGENIO B. 1966c - *Geologia del Taburno*. Atti Acc. Sc. Fis. e mat. della Soc. Naz. Sc. Lett. e Arti in Napoli, ser. 3, **6** (in corso di stampa).

DI STEFANO G. 1896 - *Per la Geologia della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **15**.

DONALOSON J. A. 1963 - *Stromatolites in the Denault Formation, Marion Lake, Coast of Labrador, New-Foundland*. Geol. Survey of Canada Bull., **102**.

FISCHER A. G. 1965 - *The Lofer Cylothems of the Alpine Triassic*. Kans. Geol. Surv. Bull., **55**.

FRIEDMAN G. M. 1965 - *Terminology of Cristallization Textures and Fabrica in Sedimentary Rocks*. Journ. Sed. Pet., **35**.

GINSBURG R. N. 1955 - *Recent stromatolitic sediments from South Florida*. Jour. Paleontology, **29**, (sunto).

GINSBURG R. N. 1960 - *Ancient analogues of recent stromatolites*. XXI International Geol. Cong., pt. 22.

GINSBURG R. N. e LOWENSTAM H. A. 1958 - *The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments*. Jour. Geol., **66**.

GRANDJACQUET C. e GRANDJACQUET M. S. 1962 - *Géologie de la zone de Diamante-Verbicaro (Calabria)*. Geol. Romana, **1**.

JOHNSON H. J. 1961 - *Limestone-Building Algae and Algal Limestones*. Boulder. Colorado School of Mines.

KALKOWSKI E. 1908 - *Oolith und Stromatolith in Norddeutschen Bund-sandstein*. Deutsche geol. Gesell. Zeitschr., **60**.

LOGAN B. W. 1961 - *Cryptozoon and associate stromatolites from the Recent of Shark Bay, Western Australia*. Jour. Geol., **69**.

LOGAN B. W., REZAK R. e GINSBURG R. N. 1964 - *Classification and environmental significance of algal stromatolites*. Journ. of Geology, **72**.

MONTY C. 1965 - *Recent algal stromatolites in the windward lagoon, Andros Island, Bahamas*. Annal. Soc. Geol. Bel., **88**.

PIA J. 1927 - *Thallophita*, in Hirmer M. *Handbuch der Paläobotanik*. München.

REZAK R. 1957 - *Stromatolites of the Belt series in Glacier National Park and vicinity, Montana*. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, **294-D**.

SARTONI S. e CRESCENTI U. - *La zona a Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) *nel Lias dell'Appennino meridionale*. Giorn. di Geol., 27.

SEGRE A. G. 1954 - *Biogeografia dell'Isola di Zannone, morfologia e geologia*. Atti Acc. Naz. dei XL, sez. 4, 4.

VALLARIO A. e DE MEDICI G. 1966 - *Contributo alla conoscenza stratigrafica della Calabria settentrionale. La Serie di Colle Trodo*. Boll. Soc. Geol. It., 87 (in corso di stampa).

WOLF K. H. 1965 - *Petrogenesis and paleoenvironment of Devonian algal limestones*. Sedimentology, 4.

TAVOLA II.

Calabria settentrionale, sponda sinistra del fiume Lao, versante nord del Monte Velatro. Dolomie stromatolitiche del Norico. Particolare di una struttura di tipo LLH-C attraversata da una frattura con rotazione dei frammenti lungo un piano perpendicolare a quello della figura. Si noti che molte lamine algali (in bianco nella figura) hanno nella parte alta una serie di granuli (in nero nella figura) evidentemente fermati dalle superfici mucillaginose dei feltri algali, dando luogo ad un fenomeno di apparente gradazione inversa.

Negativo direttamente da *peel*. 2× circa.

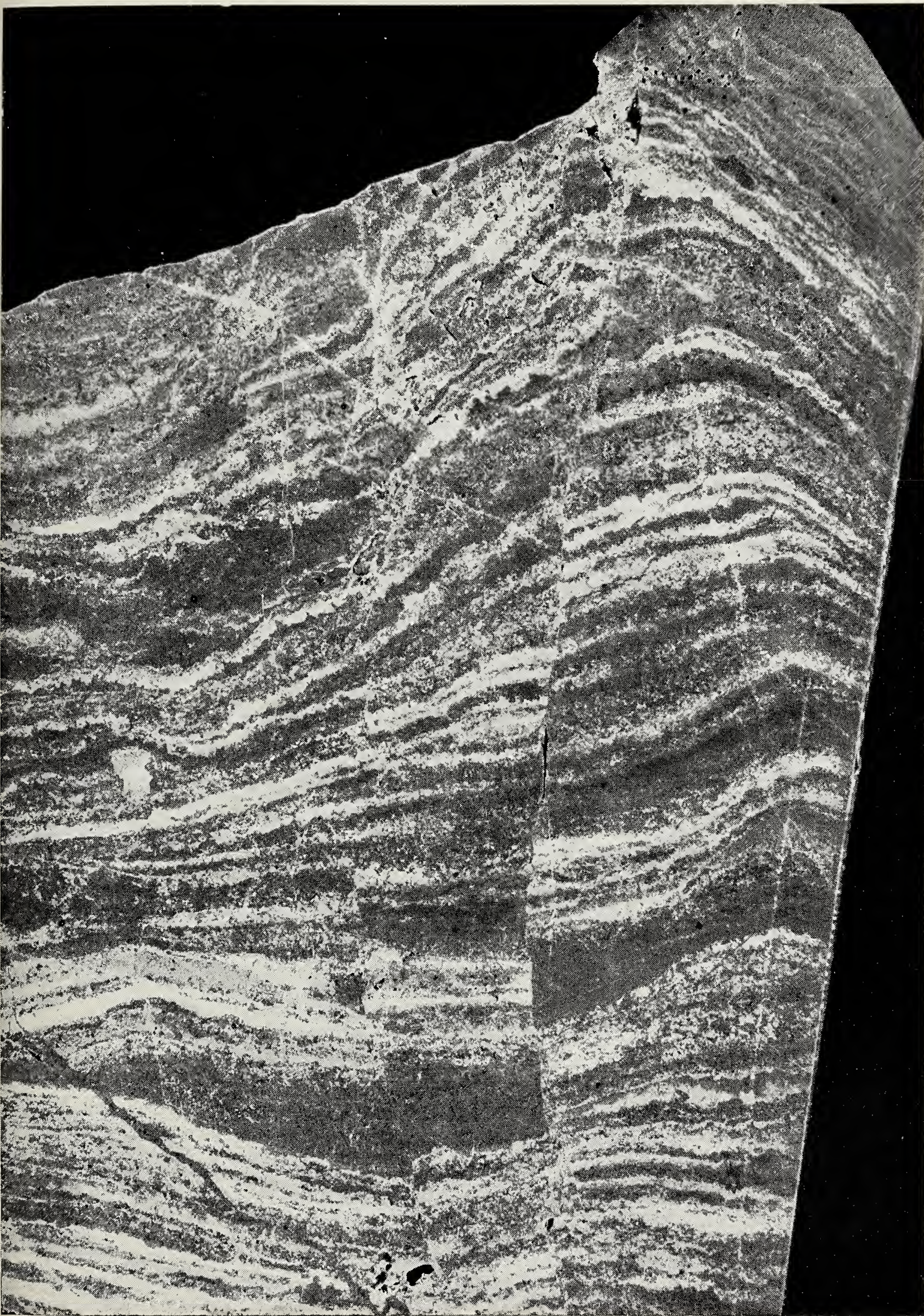


TAVOLA III.

Calabria settentrionale, sponda sinistra del fiume Lao, versante sud di Monte Velatro. Dolomie stromatolitiche del Norico. Particolare di una struttura di tipo $\frac{SH}{LLH}$ alta oltre 20 cm.

Si noti l'intenso disseccamento nella parte basale della struttura con formazione di cavità prismatiche esterne. Una serie di « discordanze » indica fenomeni erosivi penecontemporanei. La dolomitizzazione ha cancellato le tracce di quasi tutte le cavità di disseccamento occluse da spatite.

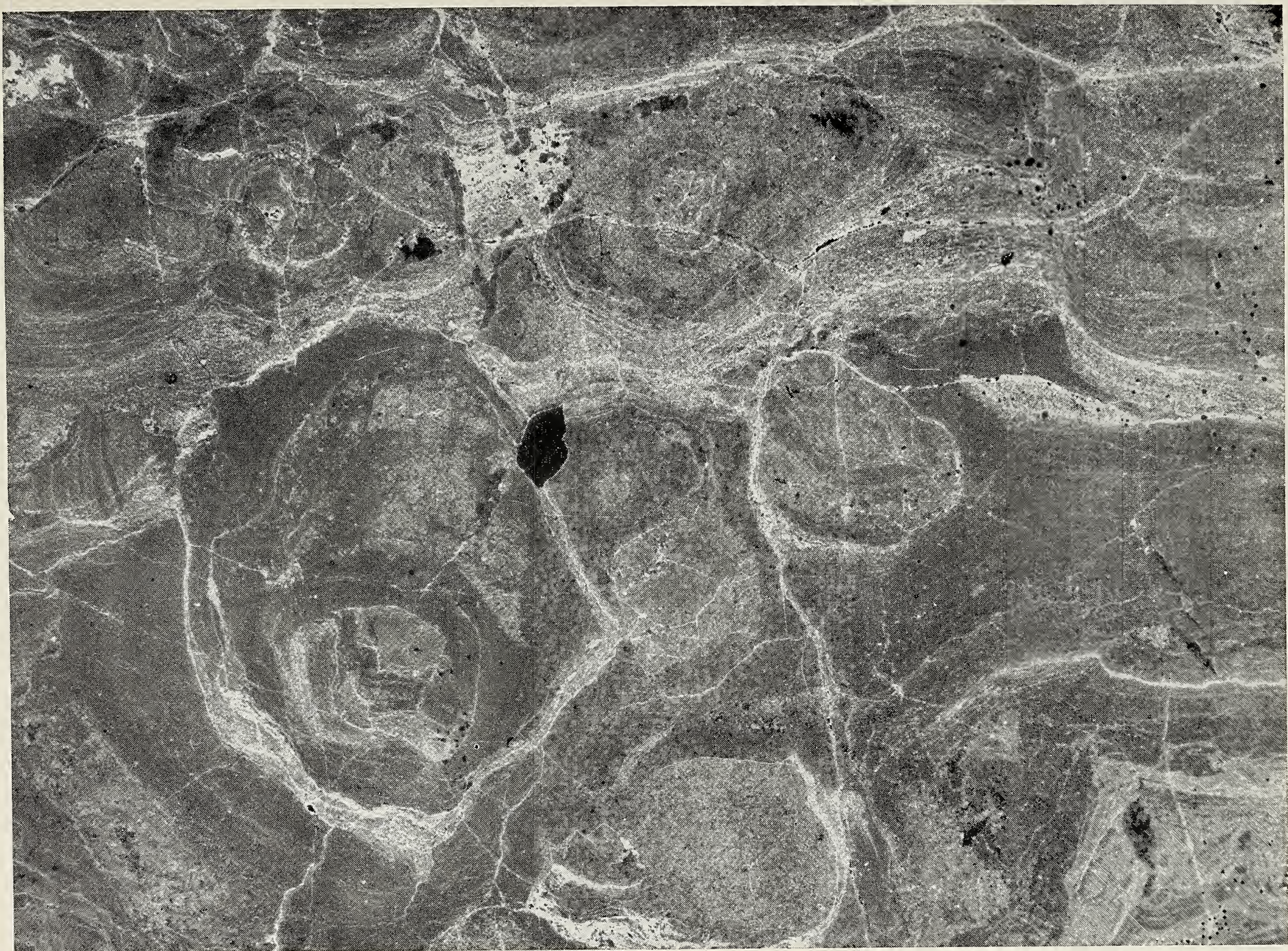
Negativo direttamente da *peel*. 1,5 ×.



TAVOLA IV.

Calabria settentrionale, sponda sinistra del Fiume Lao, versante nord di Monte Vernita. Dolomie oncolitiche fermate da lamine algali. Insieme alle oncoliti vi sono anche frammenti usurati di stromatoliti, che talora ne costituscono il nucleo.

Negativo direttamente da *peel*. 2× circa.



Osservazioni geotermiche alla Solfatara di Pozzuoli

(Nota preliminare)

Nota del Socio ANTONINO PALUMBO

(Tornata del 22 dicembre 1966)

Allo scopo di fornire ulteriori elementi per la interpretazione dei fenomeni geofisici dell'area flegrea, nel quadro delle ricerche attualmente svolte da parte dell'Istituto di Fisica Terrestre della Università di Napoli, sono in corso misure di temperatura nel fondo craterico della Solfatara di Pozzuoli.

Sin dalla fine del '700 risultano eseguite da diversi ricercatori numerose osservazioni geotermiche (Tab. I) nei punti maggiormente interessati dalla fenomenologia post-eruttiva.

Dai dati della Tab. I si rileva la variabilità, spesso notevole, dei valori osservati negli stessi punti anche in tempi tra loro relativamente vicini. Si è ritenuto pertanto opportuno di eseguire una serie di misure continuative.

All'uopo, nei punti di maggior interesse, lungo l'allineamento solfatarico che va dalla Bocca Grande alla Fangaia (Fig. 1) sono stati disposti n. 6 geotermometri collegati ad un registratore continuo, ubicato nel piccolo edificio adiacente alla Bocca Grande.

Ciascun termometro, costituito da una resistenza al platino, sensibile alle variazioni termiche del tipo S.I.S. Te Pt 100-Cx, 350°C, è stato sistemato, nelle aree prescelte, in punti ove viene riscontrato un valore più elevato della temperatura, ad una profondità di circa 1 m. In particolare, alla Bocca Grande la punta termometrica è stata collocata in corrispondenza del condotto nel conetto; ed alla Fangaia nel fango sottostante all'acqua.

L'apparato registratore è del tipo S.I.S. SPb/G-2r-62 a bobine

Tab. I. — Osservazioni geotermiche nel corso del tempo.

BOCCA GRANDE

1791		97,5°C	Brejslak	21-8-1923	162,5	Signore
1856		88,0	Deville	2-11-1923	161,0	»
1867		115,0	Gorceix	12-4-1924	162,0	»
1871		115,0	De Luca	20-8-1924	160,5	»
1889		156,6	Johnston-Lavis	2-11-1924	162,5	»
1897	min.	130,0	Nasini	11-5-1925	162,0	»
	mass.	132,0		19-5-1925	160,0	»
2-11-1899	min.	122,0	Mercalli	25-6-1925	162,0	»
28-10-1900		153,0	»	17-8-1925	162,5	»
27-2-1901		126,0	»	6-9-1925	159,0	»
11-8-1901		152,5	»	18-11-1925	160,0	»
23-2-1902		153,0	»	30-3-1926	162,0	»
27-3-1902		152,0	»	31-7-1927	174,5	»
21-5-1903		154,0	»	31-12-1928	154,0	Sicardi
24-12-1903		151,0	»	3-8-1930	153,0	Signore
28-1-1905		157,5	»	8-8-1930	163,8	Majo
11-4-1906		154,5	»	26-8-1930	162,0	»
1-3-1907		154,5	»	23-7-1931	162,8	»
23-7-1908	mass.	162,5	»	15-8-1932	162,5	»
1908-1910	med.	157,0	»	15-1-1935	215,0	Rizzo
2-11-1913		158,5	»	19-1-1935	154,0	Signore
26-7-1913		161,5	»	22-1-1935	150,0	Sicardi
8-12-1913		160,5	Malladra	1-2-1935	151,0	Signore
1-3-1919		161,0	»	20-7-1936	140,0	Parascandola
17-8-1920		155,0	Signore	16-8-1937	141,0	Sicardi
2-9-1920		162,0	»	1938	149,0	Ginori-Conti
20-2-1921		162,5	»	24-4-1938	153,0	Sicardi
1-11-1922		162,5	»	14-8-1939	149,0	»
17-11-1922		152,0	»	7-6-1959	145,7	Pacella
20-2-1923		152,0	»	7-8-1959	145,9	»
				28-9-1959	145,4	»

BOCCA DEL 21 APRILE 1921 (presso la Piccola Solfatara)

5-5-1921	61,0	Signore	20-2-1923	139,0	Signore
29-5-1921	> 90,0	»	21-8-1923	142,5	»
5-6-1921	99,0	»	2-11-1923	140,0	»
	99,5	»	12-4-1924	136,0	»
1-11-1922	143,5	»	2-11-1924	143,0	»

FANGAIA

1913	< 100,0		30-4-1930	88,0	»
1921	99,0	Signore	gennaio 1935	88,0	Sicardi
1927	110,0	»			

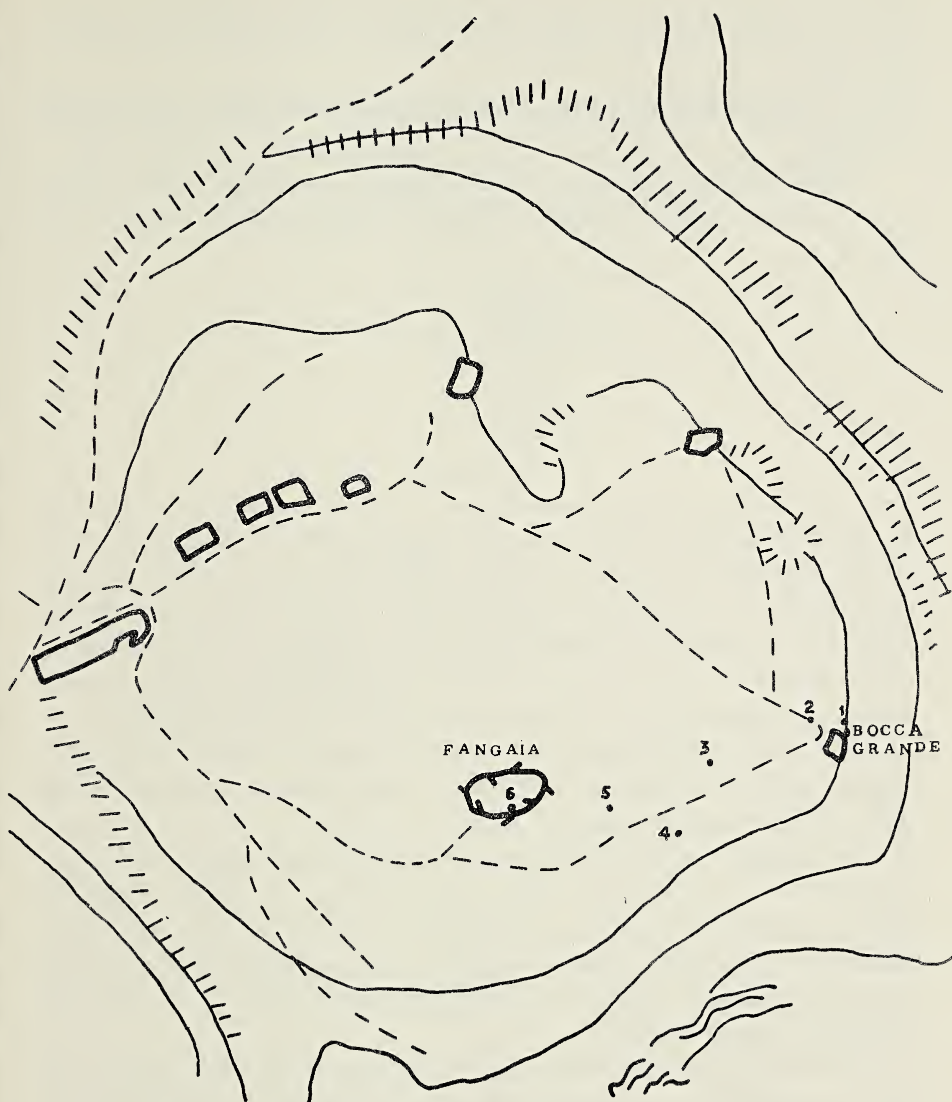


Fig. 1.

incrociate a 6 tracce con scorrimento di 20 mm./h e sensibilità media di 1°C/1 mm.

L'alimentazione elettrica del sistema è assicurata da una linea aerea portata da pali pure sistemati da parte dell'Istituto.

Termometri e registratore sono stati forniti dalla S.I.S. già

tarati. Le osservazioni sono state poi controllate mediante misure contemporanee eseguite negli stessi punti a mezzo di termometri a mercurio.

Le registrazioni continue, iniziate il 5 agosto 1964, sono tuttora in corso.

Dallo spoglio dei dati si sono dedotti i seguenti valori medî, per i diversi punti ordinati secondo la numerazione riportata in Fig. 1.

1) 148,5°C
2) 98,2 »
3) 97,2 »
4) 146,7°C
5) 96,4 »
6) 100,2 »

Tali valori si mantengono presso a poco costanti nel corso del tempo. In realtà, sin dalle prime registrazioni, si rilevavano delle microscillazioni di periodi variabili dell'ordine di grandezza di una giornata, che a causa dell'esiguità delle ampiezze, non si è riusciti a valutare, malgrado l'utilizzazione di un lettore elettronico. Si è allora apportata una variazione alla sensibilità dello strumento registratore portandola a quella già riferita di 1°C/1 mm. media.

Le attuali registrazioni confermano la presenza di dette microscillazioni che si cercherà di interpretare non appena in possesso dei dati del lettore elettronico.

Si rilevano inoltre delle brusche, temporanee variazioni di temperatura in concomitanza delle precipitazioni, di durata variabile da una diecina di minuti a qualche ora ed entità, pure mutevole, dell'ordine di qualche grado, connesse con i caratteri della pioggia ed attribuibili alla repentina imbibizione delle zone a contatto con le punte termometriche.

Dai dati relativi ai due anni esaminati si possono trarre due prime constatazioni: una, riguardante il valore solo leggermente inferiore della temperatura riscontrata al soffione contraddistinto dal n. 4, rispetto a quella relativa alla Bocca Grande ritenuto il punto di massima attività attuale della Solfatara, e l'altro sulla stazionarietà, in generale, del campo termico dell'area craterica esaminata, a meno delle brevi variazioni intermittenti causate dal passaggio dell'acqua piovana.

La ricerca viene svolta con fondi del C.N.R., sotto la direzione del Prof. G. Imbò che vivamente ringrazio.

Tentativo di ricostruzione paleogeografica nella zona di Vietri di Potenza con particolare riguardo alla trasgressione miocenica (*)

Nota del Socio ITALO SGROSSO

(Tornata del 22 dicembre 1966)

Premessa

Il rilevamento di dettaglio della tavoletta 199-IV-NO-Vietri di Potenza (1) ha fornito numerosi interessanti dati di stratigrafia e di tettonica grazie ai quali è stato possibile tentare una ricostruzione degli eventi paleogeografici che hanno interessato i terreni mesozoici e terziari in essa affioranti.

La bibliografia sulla zona in questione è molto scarsa ed infatti l'unico lavoro che si sia interessato in particolare di questa area è quello recentissimo di Radina (1966). Nei vicini monti della Maddalena poi Scandone e Bonardi (1966) hanno effettuato una ricostruzione paleogeografica le cui conclusioni sono molto simili a quelle di questo lavoro.

Come già noto (Radina 1966), nei dintorni di Vietri di Potenza affiorano in sovrapposizione tettonica due serie mesozoiche con facies diversa: la serie calcareo-silico-marnosa e la serie carbonatica (2). Il Terziario è rappresentato da rari lembi e filoni sedimentari eocenici, da calciruditi e calcareniti mioceniche trasgressive sul substrato mesozoico, le quali verso l'alto passano gradualmente ad una potente formazione terrigena (« flysch dei calcari »), e dalle argille e sabbie plioceniche. Affiorano inoltre alcuni terreni in facies di flysch di

---

(*) Lavoro stampato con il contributo del C. N. R.

1) Il rilevamento è stato effettuato nella primavera-estate del 1965 per conto del Servizio Geologico d'Italia sotto la direzione scientifica del prof. Francesco Scarsella.

(2) La denominazione di queste due « serie » è ormai entrata nell'uso comune; una prima chiara distinzione di esse in Lucania è stata fatta da Scandone (1961).

posizione incerta. Si trovano tracce di una trasgressione marina presubilmente post-pliocenica e sono ampiamente rappresentati terreni di facies continentale.

Serie calcareo-silico-marnosa

Accennerò brevemente ai terreni della serie calcareo-silico-marnosa che affiorano qui con caratteristiche non molto differenti da quelle che presentano in numerose altre zone della Lucania, dove sono già stati ampiamente descritti da diversi Autori (De Lorenzo 1894-1896, Scarsella 1957, Radina 1959-1966, Ricchetti 1962, Scandone 1961-1963-1964b-1965-1966, Selli 1962, Scandone-De Capoa 1966).

L'età di questa serie è compresa tra il Trias medio (Ladinico) e l'Eocene. Essa può essere suddivisa in quattro formazioni: formazione di M. Facito, di età ladinica per la presenza, tra l'altro, di numerose specie di *Daonella* (Scandone 1964b-1965-1966, Scandone-De Capoa 1966); « calcari con liste e noduli di selce », carnici per la presenza di numerose specie di *Halobia* (Scandone-De Capoa 1966); « scisti silicei » con livelli datati Malm (Ricchetti 1962, Luperto 1963); ed infine « flysch galestrino » con livelli cretacici ed eocenici (Lucini-Masperoni-Spada 1957, Lucini 1959, Ricchetti 1962, Crescenti 1966).

Le ultime tre formazioni, su scala regionale, non sono sempre perfettamente isocrone tra loro (Scandone 1963).

Nella zona di Vietri di Potenza non affiora la formazione di M. Facito.

« *Calcari con liste e noduli di selce* ».

Questi terreni affiorano nella valle del Landro, al M. La Cuzza e in località Marcio Lungo; la successione riscontrata, della potenza di circa 300 m., è costituita, dal basso verso l'alto, da dolomie e calcari dolomitici ben stratificati e talora straterellati di colore grigio e nocciola con liste, noduli ed arnioni di selce nerastra; seguono conglomerati intraformazionali completamente dolomitizzati (talora la dolomitizzazione è tanto intensa da non permettere il riconoscimento della originaria tessitura, solo i frammenti spigolosi di selce sfuggono a questo processo), i quali nella parte alta contengono, intercalati, alcuni livelli di argille e marne argillose verdastre di circa un metro di

potenza; affiorano poi calcari dolomitici, brecciole calcaree (talora gradate) e calcilutiti grigie lievemente silicifere con livelli di argilliti verdastre. Aumenta infine la percentuale della selce e gradualmente, con intercalazioni di argilliti silicifere e di diaspri, si passa alla formazione successiva.

« *Scisti silicei* ».

Nella zona in questione gli affioramenti più estesi di questa formazione si trovano nei pressi di Vietri, sul versante orientale di M. La Cuzza, in località Crananzillo e Bosco del Monaco. Dal basso affiorano intercalazioni di argilliti grigie, verdi e rossastre abbastanza silicifere e di diaspri grigi e rossi; segue poi una fitta alternanza di straterelli di diaspri più o meno marnosi, di marne silicifere e di siltiti di colore grigio, verde e, soprattutto, rosso; nella parte media ed alta sono presenti intercalazioni di brecciole calcaree gradate. Questa formazione, dello spessore di circa 150 metri, passa superiormente, con gradualità, al « flysch galestrino ».

« *Flysch galestrino* ».

I terreni appartenenti a questa formazione affiorano in piccole placche lungo il versante settentrionale del M. La Cuzza e, estesamente, in località Montagna, Campagnola, Finaide e Scalette a nord di Savoia di Lucania e a Vallone della Gaira e la Vangara a nord della strada per Balvano. Essi sono costituiti da una alternanza ben stratificata e talora straterellata di argilliti, marne silicifere, calcari marnosi, calcareniti e, più raramente, brecciole calcaree gradate; i colori prevalenti sono il grigio scuro, il marroncino e il giallo; lo spessore affiorante non è facilmente valutabile a causa dei frequenti arricciamenti, delle frane superficiali e dell'esposizione non buona, ma si aggira comunque, a mio avviso, intorno ai 400 metri.

Serie carbonatica

I terreni della serie carbonatica, che affiorano molto estesamente e con caratteristiche lito-biostratigrafiche pressocchè costanti in buona

parte dell'Appennino centro-meridionale (3), presentano in questa zona alcune particolarità che li differenziano dalla serie tipo. Appare pertanto opportuno riferire sulla successione stratigrafica riscontrata, in particolare su quelle caratteristiche che ritorneranno utili per una, sia pure sommaria, ricostruzione paleogeografica.

Trias-Infralias.

I terreni più antichi affioranti sono quelli del Trias superiore rappresentato da dolomie grigio-chiare e bianche a struttura nettamente cristallina e con stratificazione generalmente non riconoscibile perchè obliterata dalla tettonica; verso l'alto la stratificazione diventa più evidente e più fitta, si riconoscono livelli stromatolitici e compaiono, intercalate nella successione, brecce intraformazionali. I fossili indicativi riconosciuti sono *Megalodon* e *Wortenia* (parete meridionale di monte Marmo). Queste dolomie affiorano abbastanza estesamente al M. La Serrapola, al M. Vetrice e al M. Marmo; se ne ritrovano poi alcuni lembi sparsi molto tettonizzati sopra la serie calcareo-silico-marnosa (S. Francesco, Toppo Iaconella).

Nella dorsale che da M. Vetrice giunge al Varco Scalera, in continuità di sedimentazione sopra le dolomie triassiche, affiora una successione dolomitica, calcareo-dolomitica e quindi calcarea che rappresenta l'Infralias (4). In questa successione, di oltre trecento metri di spessore, sono frequenti i livelli conglomeratici intraformazionali la cui matrice è rapresentata spesso da una marna dolomitizzata verdastra (5). I termini calcarei sono costituiti prevalentemente da calcilutiti e calcareniti biancastre spesso a struttura distintamente cristallina che contengono rari macrofossili (Coralli, Gasteropodi e, più raramente, Lamellibranchi); anche la microbiofacies è generalmente povera e stratigraficamente poco significativa (Valvulinidi, Textularidi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Aeolisaccus dunning-*

(3) La serie carbonatica dell'Appennino campano-lucano è stata descritta in numerosi lavori, tra cui possiamo ricordare: Sartoni-Crescenti (1963), De Castro (1962, 1965), De Castro-Catenacci-Sgrosso (1963), Pescatore-Vallario (1963), Scandone-Sgrosso (1963), Vallario (1965) ecc.

(4) Per Infralias si intende quella porzione di serie compresa tra gli ultimi livelli fossiliferi certamente triassici e i primi calcari a *Palaeodasycladus* e dovrebbe pertanto rappresentare la parte estrema del Trias superiore e la porzione basale del Lias.

(5) Conglomerati con queste caratteristiche litologiche affiorano, tra l'altro, nella serie mesozoica del Matese occidentale (Ietto 1964, Sgrosso 1965).

toni ELLIOTT, Codiacee). Questi terreni, in continuità di sedimentazione sul Trias, affiorano anche all'estremità occidentale di Serra Le Murge e in blocchi isolati in mezzo al flysch miocenico a N-NE dell'abitato di Balvano.

Lias-Giura.

Il Lias è rappresentato da calcareniti e calcilutiti grigie con rari *Palaeodasycladus* e non mostra la facies tipica riscontrata in numerose serie dell'Appennino meridionale: abbondano infatti i tipi litologici molto ricchi di matrice, le alghe sono molto meno numerose, mentre invece abbondantissimi sono i foraminiferi (*Pseudociclammina, Orbitopsella, Haurania, Valvulinidi*). Questi terreni liassici si rinvengono estesamente nei dintorni di Balvano e nella forra del torrente Platano; affiorano inoltre al M. La Serrapola sovrapposti alla dolomia triassica. Questa sovrapposizione è stata interpretata da RADINA (1966) come una scaglia tettonica, ma, benchè la situazione di campagna non sia molto chiara, ritengo trattarsi invece di un contatto trasgressivo (6).

I termini giurassici sono formati in prevalenza da calcari oolitici e pseudoolitici grigio-scuri con cemento spatico e, più raramente, con scarsa matrice micritica spesso ricristallizzata. La microbiofacies presente è costituita soprattutto da *Kurnubia, Pseudociclammina, Trocholina* e abbondantissimi Valvulinidi; le alghe sono molto rare e si ritrovano quasi esclusivamente in frammenti; i foraminiferi, più o meno arrotondati e avvolti in un sottile velo calcitico, formano in taluni campioni esaminati oltre il cinquanta per cento dei clasti. Questi terreni, come già riconosciuto da RADINA (1966) e da SCANDONE e BONARDI (1966), sono generalmente trasgressivi (7) sui termini più antichi, come per esempio al M. S. Salvatore dove trasgrediscono sulle dolomie del Trias e al M. la Serrapola sui calcari del Lias.

---

(6) Anche SCANDONE e BONARDI (1966), qui come in altre località dei Monti della Maddalena, interpretano come trasgressivo il contatto tra calcari del Lias e dolomie del Trias.

(7) Le frequenti lacune stratigrafiche che si riscontrano nei terreni mesozoici di questa zona possono essere causate, almeno in parte, da mancata sedimentazione piuttosto che da vere e proprie emersioni; a riprova di ciò molto spesso mancano conglomerati di trasgressione al passaggio tra terreni di età diversa.

Cretacico.

I terreni del Cretacico sono particolarmente interessanti per la grande variabilità di facies e per alcune particolarità deposizionali; essi affiorano molto estesamente nella tavoletta Vietri di Potenza ed infatti, oltre a costituire la maggior parte della zona nord-occidentale di essa, formano i rilievi di monte La Rossa, Romagnano a Monte, M. Cerzuta, Salvitelle ecc.

Nella parte basale del Cretacico inferiore i sedimenti non si differenziano molto da quelli del Giura sottostante, si tratta infatti di calcari oolitici o pseudoolitici e solo la microbiofacies (Cuneoline di tipo primitivo, Miliolidi, *Salpingoporella annulata* Carozzi) dimostra che non siamo più nel Giura. Gradualmente verso l'alto la facies litologica cambia e prevalgono termini calcarenitici grigi e marroncini, molto ricchi di matrice micritica. La microbiofacies è costituita da grande abbondanza di miliolidi, di orbitoline, di cuneoline ed alcuni strati sono letteralmente gremiti di *Salpingoporella dinarica* Radoicic. Molto rari sono invece i gusci di diceratidi, che non formano quei tipici livelli di tipo biostromale molto diffusi negli strati coevi di gran parte dell'Appennino meridionale.

Ancora verso l'alto, ad una altezza stratigrafica non ben precisata (comunque intorno all'Albiano) (8), le caratteristiche litologiche cambiano ancora e compaiono quelle tipiche facies riunite sotto il nome comprensivo di « calcari pseudosaccaroidi bianchi » (Pescatore 1965). Si tratta in effetti di calciruditi e calcareniti per lo più a cemento spatico e con struttura nettamente cristallina; sono occasionalmente presenti calcari oolitici e pseudoolitici e spalmature e sacche calcilutitiche verdastre. I bioclasti sono frammenti di gusci di Rudiste e di altri lamellibranchi ed hanno le dimensioni più svariate: spesso infatti questi fossili (soprattutto Radiolitidi) appaiono appena spezzati o usurati, altre volte invece in minutissimi frammenti immersi in un abbondante cemento calcitico, solo occasionalmente (in località Varco

---

(8) È sintomatico il fatto che l'ulteriore fratturazione del piastrone carbonatico in questa zona avvenga intorno all'Albiano: anche i coevi sedimenti depositatisi sulla piattaforma infatti risentono di questi movimenti che, tra l'altro, hanno portato alla emersione una vasta zona dell'Appennino centro-meridionale (D'Argenio 1963, D'Argenio-De Cunzo 1963).

di Aguglio, per esempio) si rinvengono più o meno intatti e in posizione fisiologica immersi in una matrice micritica color nocciola; i litoclasti sono formati in prevalenza da frammenti di calcareniti a matrice micritica con microfauna del Cretacico. Intercalati ai termini precedentemente descritti o facenti brusco passaggio laterale ad essi, compaiono, ma non sono tipici, termini calcarenitici molto ricchi di matrice e vere e proprie calcilutiti. Più si sale nella serie e più le variazioni di facies verticali e laterali diventano frequenti e brusche e spesso si trovano accostati termini litologici che generalmente non sembrerebbero poter coesistere perchè denotano ambienti di sedimentazione molto diversi. Anche le microbiofacies sono molto variabili e, oltre alle forme molto diffuse nei sedimenti coevi dell'Appennino calcareo (Miliolidi, Cuneoline, Dicycline, Cisalveoline ecc.), compaiono forme di mare più aperto (Globigerine e Globotruncane).

Questa grande variabilità litologica si ritrova almeno sino al Cenomaniano superiore (livelli a *Cisalveolina fallax*), dopo di che affiorano sedimenti calciruditici bianchi a cemento spatico che presentano una maggiore uniformità di facies. I litoclasti delle calciruditi, generalmente arrotondati o almeno smussati, appartengono a tutta la serie mesozoica sottostante, mentre i bioclasti sono sempre frammenti di Lamellibranchi (in prevalenza Rudiste), però di dimensioni che raggiungono come massimo pochi millimetri. Abbastanza frequenti sono i termini calcarenitici a grana molto sottile ed uniforme e con stratificazione molto netta. La microfauna riscontrata in alcuni livelli (soprattutto nella parte alta della successione), costituita da *Orbitoides*, grandi Orbitoline, Globigerine e Globotruncane (Globotruncane tricarinate e Globotruncane del gruppo *renzi*), è da ritenersi maastrichtiana. La posizione di questi terreni rispetto al substrato non è sempre molto chiara ed è comunque molto variabile: infatti si ritrovano frequentemente al di sopra dei sedimenti del Cretacico superiore precedentemente descritti (con i quali spesso si confondono per la grande somiglianza litologica), senza che tra essi si possa con certezza provare una lacuna stratigrafica e quindi una trasgressione; certamente trasgressivi sono talora sul Giura (Piano Castagna, M. Cerzuto); trasgressivi per « appoggio laterale » sul Cretacico inferiore (Salvitelle, M. la Rossa, e lungo il versante destro del torrente Platano al di sopra della stazione di Balvano); al contatto con il substrato questi terreni formano frequenti filoni e filoncelli sedimentari.

Eocene.

Affiorano nella zona anche terreni paleocenico-eocenici, che rappresentano la parte più alta dei calcari « pseudo-saccaroidi bianchi ». Non è raro trovare, con la stessa litofacies del Cretacico sottostante, sedimenti con Nummuliti, Alveoline e Discocycline, talora trasgressivi o in continuità di sedimentazione sul Mesozoico. A volte questi sedimenti terziari si ritrovano in posizione del tutto particolare, come, per esempio, lungo il bordo sud-orientale del M. La Rossa nei pressi di masseria Carpineto e sotto il paese di Salvitelle; in queste località, si trovano « appiccicati contro », lungo pareti di faglia, lembi più o meno estesi di calciruditi molto ricche di matrice micritica (che in qualche caso diventa prevalente) con fossili eocenici (Globorotalie, Globigerine, Alveoline e piccole Nummuliti); i clasti immersi in questa matrice possono essere bioclasti (frammenti di Rudiste e, subordinatamente, frammenti di Nummuliti ed Alveoline) e litoclasti (rari frammenti oolitici del Giura e più frequenti frammenti di calcareniti bioclastiche del Cretacico superiore). Particolarmente ben evidente è la situazione che si riscontra lungo il bordo sud-orientale dell'altura su cui sorge il paese di Salvitelle: in questa località infatti, tra i lembi eocenici e la pila di strati su cui questi poggiano (calcari a *Salpingoporella dinarica* del Cretacico inferiore), è interposta una breccia di origine tettonica, di cui gli elementi sono del Cretacico inferiore e la matrice eocenica; i sedimenti eocenici formano, a contatto con il Cretacico, numerosi filoni e filoncelli sedimentari. È da notare che i piani di faglia su cui poggiano questi lembi in entrambi i casi hanno direzione NE-SO.

Nel flysch miocenico inoltre sono presenti blocchi e pacchi di strati anche di volume molto notevole di calcari a Nummuliti ed Alveoline che si trovano particolarmente addensati nelle zone in cui il flysch viene a contatto con zolle calcaree mesozoiche sulle quali sono stati trovati sedimenti eocenici trasgressivi.

Sempre nel flysch miocenico, ad oriente di Balvano, in località Pietra di Lepre, affiora un pacco di strati di marne ed argille con una interessante fauna eocenica (*Globorotalia aragonensis* NUTTALL, *Globorotalia aff. crassata* (CUSHMAN), *Globigerina linaperta* FINLAY, *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *Asterocyclina stellata* (D'ARCHIAC), *Discocyclina sp.*, *Osangularia sp.*, *Cibicides sp.*, *Vulvulina sp.*, *Cuvil-*

lierina?, piccole nummuliti e frammenti di alveoline) (9); non sono visibili i rapporti nè l'estensione di questo lembo eocenico, che affiora per qualche decina di metri messo in luce dallo scasso stradale.

Miocene.

La trasgressione miocenica nella tavoletta Vietri di Potenza è testimoniata da alcuni lembi prevalentemente calciruditici molto fossiliferi, che poggiano sulle dolomie del Trias superiore (o Infralias) nei dintorni della Rotonda di M. Marmo. La serie tipica riscontrata è costituita in successione da: calciruditi, calcareniti, calciruditi gradate con intercalazioni marnose e da calcari con Nummuliti, cui seguono poi sedimenti terrigeni in facies di flysch.

I clasti delle calciruditi trasgressive sono in prevalenza costituiti dalle dolomie del substrato, dai calcari oolitici e pseudoolitici del Giura, dai calcari « pseudosaccaroidi bianchi » del Cretacico superiore ed infine dalle calcareniti eoceniche con Nummuliti ed Alveoline. I frammenti di dolomia sono per lo più a spigoli vivi o appena smussati, mentre gli altri termini litologici sono quasi tutti abbastanza bene arrotondati. La parte basale delle calciruditi, in strati di spessore variabile tra i 30 e i 60 cm., solo occasionalmente intorno al metro, si adatta alle asperità del substrato riempiendo fratture e piccole cavità preesistenti; la matrice calcarenitica è a luoghi abbondante, a luoghi scarsa; il cemento calcitico è sempre abbondante; i fossili presenti (Miogypsine, Lepidocycline, Operculine, Anphistegine ecc.) sono numerosissimi tanto da formare a luoghi la quasi totalità dei clasti e generalmente appaiono grossolanamente isoorientati; non è stata riscontrata in questi sedimenti alcuna gradazione. A questi conglomerati, che affiorano per uno spessore di tre o quattro metri, seguono alcuni strati a scarsa matrice calcarenitica o micritica, i cui clasti sono costituiti quasi esclusivamente da macroforaminiferi; nel corpo dello strato si riconoscono occasionalmente piccole liste e locali concentrazioni di selce biancastra metasomatica. Negli strati successivi che mantengono la stessa litofacies con solo lievi variazioni, i ciottoli presenti, abbastanza bene arrotondati, sono formati in prevalenza da

---

(9) Questa microfauna, come pure quella delle intercalazioni argillose mioceniche affioranti nella cava di Capo Grasso descritta più avanti, è stata determinata dal Dott. Mario Torre ricercatore del C.N.R. presso l'Istituto di Geologia della Università di Napoli.

calcari oolitici con dimensioni variabili da pochi millimetri cubi ad oltre un metro cubo; mancano, o per lo meno non sono stati notati, ciottoli appartenenti al substrato dolomitico, mentre verso l'alto diventano sempre più frequenti i frammenti dei calcari « pseudo-saccaroidi » e, soprattutto, dei calcari a Nummuliti ed Alveoline. In questa porzione di serie si ritrovano talora alcuni strati calcarenitici grigio-scuri con numerosi frammenti di *Pecten* e con abbondanti resti di Crinoidi ed Echinoidi. Dopo circa una dozzina di metri dal substrato affiorano un paio di strati calciruditici con abbondante matrice rossa o rosata. I ciottoli di questo conglomerato sono generalmente piccoli e a spigoli appena smussati, prevalgono frammenti calcilutitici con faune terziarie di tipo pelagico (Globigerine e Globorotalie); nella matrice sono sempre abbondanti fossili miocenici, tra cui soprattutto grosse Lepidocycline (Nephrolepidine). Dopo questo episodio nettamente conglomeratico affiorano strati calcarei con poca matrice micritica o calcarenitica e molto cemento calcitico (talora nettamente spatizzato) in cui sono abbondantissimi i fossili mentre sono abbastanza rari i clasti calcarei. Spostandosi orizzontalmente lungo uno stesso strato si possono trovare zone completamente prive di ciottoli e zone con particolare addensamento di questi irregolarmente disposti. Il colore prevalente di questo materiale è grigio chiaro e lo spessore medio degli strati è di circa 40 cm. Verso la parte alta di questa porzione di serie affiorano strati e straterelli grigio-scuri molto ricchi di fossili (in prevalenza Anphistegine).

A tale altezza stratigrafica appaiono le prime intercalazioni marnose giallastre, prima come sottili spalmature, poi come interstrati sempre più potenti, sino a diventare veri e propri strati con spessore anche di 50 cm. Nelle calciruditi intercalcate comincia ad essere evidente una certa gradazione dei clasti (bioclasti e litoclasti), che, dapprima appena accennata, diventa poi sempre più netta. Bruscamente, da poco più di venti metri di serie a partire dal substrato dolomitico (10), affiorano calciruditi avana e marroncine con abbondante matrice calcarenitica e con numerosi fossili eocenici (bene evidenti soprattutto le grosse Nummuliti).

Questi calcari a Nummuliti, di cui esamineremo più avanti alcune caratteristiche sedimentologiche, appaiono intercalati da marne e da argilliti di colore rossastro o grigio scuro. Procedendo ancora nella successione affiorano alcune grosse intercalazioni di calciruditi con

---

(10) Questo spessore, come vedremo, è piuttosto variabile.

matrice grossolanamente arenacea e si passa quindi, con gradualità. ad una sequenza di marne, arenarie, brecciole calcaree, calcari selciosi ed argille; nella parte alta infine prevalgono,, sino a diventare quasi esclusivi, i termini arenacei.

Questi sedimenti flyschioidi, miocenici ed autoctoni (relativamente alla serie carbonatica) che superano i 500 m di spessore sono

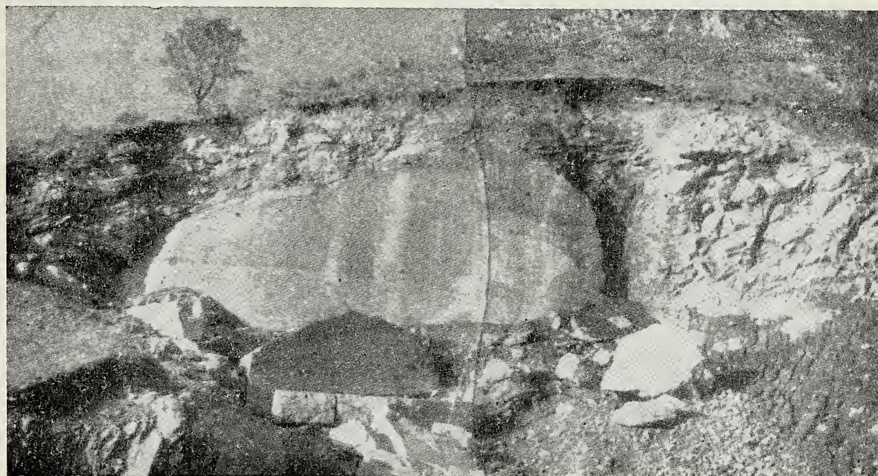


Fig. 1. — Veduta parziale del fronte di cava di Capo Grasso. Notare i grossi blocchi immersi nella abbondante matrice calcarenitica.

parallelizzabili al « flysch dei calcari » (Scarsella 1957) e alla formazione del Bifurto (Selli 1957) ed affiorano molto estesamente in buona parte dell'Appennino meridionale (Scandone e Sgrosso 1964, 1965). Anche nella zona in esame questi terreni sono molto diffusi. ma si rinvengono per lo più in contatto tettonico con i termini sottostanti, soltanto nella zona di M. Marmo sono conservati lembi della parte basale trasgressivi sul substrato mesozoico.

Di particolare interesse è la successione che affiora nella cava di pietra posta poco più di 300 m. a monte della strada per Balvano, sul versante orientale della dorsalina dolomitica denominata Capo Grasso. La quasi totalità del fronte di cava, alto poco meno di 10 m. ed ampio circa 40, è formata da un unico ammasso non stratificato di calcari con Nummuliti. In questa massa prevalentemente calcarenitica sono irregolarmente disposti clasti arrotondati o per lo meno smussati di varie dimensioni: i ciottoli piccoli (sino a pochi cm. cubici) insieme a numerosi gusci delle Nummuliti sono disposti a

sciami e formano una specie di struttura fluidale; i ciottoli più grandi invece (tra cui sono grossi massi di oltre un metro cubo) sono irregolarmente immersi nella pasta e non mostrano nessuna particolare disposizione (manca qualsiasi accenno di gradazione). L'esame microscopico delle sezioni sottili eseguito sui numerosi campioni prelevati dai punti più diversi di questo ammasso hanno mostrato microfacies eocenica (Hortophragmine, Nummuliti, Alveoline, rotalidi, globigerine, lagenidi, melobesie) con i gusci dei fossili spesso frantumati, deformati ed isoorientati, immersi in una pasta micritica senza mostrare usura delle ornamentazioni esterne.

Non sono state riscontrate forme mioceniche.

Ai lati e al di sopra di questo ammasso affiorano degli strati formati dallo stesso materiale calcarenitico e calciruditico che poggiano con pendenza variabile adattandosi alla superficie grossolanamente rotondeggiante dell'ammasso stesso. Al contatto tra il primo strato e il materiale non stratificato sottostante si notano talora lievi solchi di erosione. In questi primi strati, nei quali sono a volte riconoscibili masserelle irregolari di argilla verdastra, a luoghi la gradazione dei clasti è molto evidente, a luoghi è appena accennata, a luoghi è del tutto assente; il materiale, che mostra una disposizione gradata, è nettamente stratificato, mentre quello in cui i clasti sono irregolarmente immersi nella matrice è disposto in ammassi irregolari più o meno lentiformi. Sono presenti numerose intercalazioni di argille e marne verdi, rossastre e grigie, i cui lavati hanno fornito fauna miocenica (*Lepidociclina* (*Nephrolepidina sp.*), *Amphistegina sp.* *Operculina sp.*, *Glomospira charoides* (Jones e Parker), *Globigerina venezuelana* (Hedberg), *Siphonodosaria nuttalli* (Cushman e Gyervis), *Cibicides mexicanus* Nuttall, *Cibicides sp.*, *Rotalia sp.*, *Anomalina sp.*). Sezioni sottili eseguite su campioni prelevati dagli strati calciruditici suddescritti hanno mostrato microfauna neritica eocenica mescolata talora con forme nettamente più recenti (Lepidocicline e Miogypsine) e con forme pelagiche di tipo miocenico presenti nella matrice calcilutitica; talora si sono riscontrate, anche nella matrice, solo forme neritiche eoceniche.

Nell'interno della cava non sono visibili i rapporti tra questi calcari a Nummuliti ed il substrato, però spostandosi lateralmente affiora la serie sottostante sino al conglomerato a Miogypsine e Lepidocicline direttamente trasgressivo sulla dolomia triassica. Questa successione è però di spessore molto ridotto rispetto a quella riscontrata in altri posti anche molto vicini; infatti dai sedimenti trasgressivi sul

substrato alle prime intercalazioni marnose non intercorrono qui che 5 m. circa, mentre altrove se ne sono misurati più di venti. Questo locale raccorciamento di serie potrebbe essere spiegato con l'erosione operata sul fondo dall'arrivo dell'ammasso semifluido dei calcari a Nummuliti (11), ammasso che, variando la morfologia del fondo stesso,



Fig. 2. — Strati quasi verticali di calciruditi a matrice calcarenitica con intercalazioni di argille e marne che poggiano sopra all'ammasso di « calcari con Nummuliti » della cava di Capo Grasso.

ha anche condizionato la giacitura degli strati immediatamente successivi.

Nel flysch miocenico della zona affiorano spesso questi calcari a Nummuliti in ammassi non stratificati o mal stratificati e con un volume che può raggiungere parecchie migliaia di metri cubi (per esempio il Costone e Toppo dell'Elice). Questi sedimenti hanno talora un aspetto lentiforme e appaiono sempre in contatto tettonico con i plastici terreni circostanti; è pertanto di particolare interesse averli trovati compresi in una regolare successione ben databile ed ancorata

(11) Questi ammassi vengono interpretati come conglomerati a matrice prevalente originatisi per frane sottomarine (vedi parte paleogeografica).

al substrato e aver potuto prendere in esame alcune loro particolari caratteristiche deposizionali.

La base di questi terreni trasgressivi, riccamente fossiliferi, è attribuibile con certezza al Miocene per la presenza e l'abbondanza delle Miogypsine. L'associazione riscontrata è costituita da: *Miogypsina, Operculina, Lepidocyclina* (*Nephrolepidina tourneri* L. e M. ed *Eulepidina sp.*), *Miogypsinoides, Amphistegina, Heterostegina, Spyroclipeus, Gypsinidae* (*Sphaerogypsina*), Melobesie, Briozoi e frammenti di Lamellibranchi e di Echinodermi.



Fig. 3. — Grosse Nummuliti e litoclasti di varia natura disposti a « sciami » nella matrice calcarenitica dei « calcari con Nummuliti » della cava di Capo Grasso (le striature trasversali sono dovute al filo elicoidale).

Basandomi sui lavori di Selli (1957), Drooger (1954, 1963), Drooger e Socin (1959), ritengo equitaniana (o al massimo facente passaggio al Langhiano) questa associazione per l'abbondanza di Lepidocycline (Nephrolepidine ed Eulepidine), di *Miogypsinoides* e sopra a tutto perchè le Miogypsine presenti appartengono al gruppo *gunteri-tani*. La microfauna rinvenuta nelle intercolazioni argilloso-marnose della cava non contrasta anzi è in perfetto accordo con la suddetta datazione.

Terreni di posizione incerta

Nella tavoletta Vietri di Potenza affiorano tra l'altro dei sedimenti definiti di « posizione incerta », perchè sono in contatto tettonico con tutti i terreni circostanti e non è chiaro, d'altra parte, se possono essere collegati alla serie calcareo-silico-marnosa, alla serie carbonatica o ad una qualche altra serie sconosciuta perchè non affiorante o non ancora individuata.

Unità informale di « Toppo Camposanto ».

Vicino alla cima di M. la Cuzza presso la sorgente « acqua Pozzillo » e in località bosco S. Michele, affiora, in contatto tettonico con i terreni circostanti, una alternanza di calciruditi, calcareniti bioclastiche, marne e argille rossastre (prevalenti nella parte alta) con faune che vanno dal Cretacico superiore all'Eocene,. Questi sedimenti di tipo flyscioide affiorano più estesamente in numerose altre zone della Lucania (infatti il nome dell'unità è dovuto al « Toppo camposanto », località della tavoletta 193-IV-NE, Picerno, dove affiora la serie tipo) e dagli Autori sono stati ritenuti, anche se dubitativamente, appartenenti talora alla parte alta della serie calcareo-silico-marnosa (Radina 1959, Scandone 1964, Pescatore 1965), talora in posizione alloctona (Selli 1962). Le osservazioni effettuate in questa zona tuttavia non consentono di appoggiare nessuna delle due tesi.

Flysch miocenico?

A nord dell'abitato di Vietri di Potenza, in località Molinelli e nelle incisioni di vallone Franco e di vallone delle Malte, affiorano terreni flyschioidi che presentano facies diversa dal flysch miocenico autoctono: si tratta soprattutto di argilliti e siltiti grigie, verdi e rosse con rare intercalazioni di marne, di calcilutiti biancastre e di arenarie a grana piuttosto sottile riccamente micacee. Per quello che si può osservare, a parte le zone superficiali di frana, l'assetto di questi sedimenti non è particolarmente caotico. Numerosi lavati eseguiti nelle argille e nelle marne non hanno fornito microfauna, gli unici indizi per una datazione si sono ritrovati in un livello calciruditico gradato con macroforaminiferi terziari (Nummuliti, Alveoline,

Lepidocycline). Questi terreni potrebbero rappresentare perciò una variazione di facies del flysch miocenico o una zolla alloctona in contatto tettonico, oppure un grosso esotico (sempre di origine alloctona) stratigraficamente inglobato.

Terreni pliocenici e post-pliocenici

Pliocene.

I terreni più tipici della trasgressione pliocenica, ampiamente rappresentata nella zona in esame, sono costituiti da puddinghe ad abbondante matrice sabbiosa e sabbie giallastre trasgressive sul substrato generalmente calcareo. Lembi più o meno estesi si ritrovano nei dintorni di Romagnano a Monte, Balvano, M. Ruso, Campagnola, Salvitelle, Vietri ecc. Facies particolare presentano i sedimenti affioranti poco prima di Vietri, al Km. 16 circa della S.S. 94, rappresentati da argille grigio-azzurre lievemente sabbiose molto ricche di fossili ben conservati; verso l'alto la porzione sabbiosa diventa sempre maggiore sino a essere prevalente e il colore da bruno passa a gialliccio, i fossili si fanno meno abbondanti, mentre appaiono sempre più frequenti ciottoli ben arrotondati appartenenti alla serie carbonatica e al flysch miocenico. Questa successione, della potenza affiorante di poco più di 80 m., si ritrova anche in località Acquafredda al di sotto del M. La Serrapola. Lo studio della microfauna di queste argille eseguito come tesi di laurea dalla dott. G. Moleta, ha potuto accertare l'età pliocenica di tale formazione. Non sono però chiari i rapporti di questi sedimenti con i terreni circostanti ed in più punti infatti essi sembrano giacere al di sotto dei terreni flyscioidi che affiorano a nord di Vietri di Potenza.

Post-Pliocene.

Sul versante meridionale di M. La Rossa, poche centinaia di metri a monte della strada che porta alla stazione di Vietri di Potenza, intorno a quota 250 circa, in una fascia estesa orizzontalmente alcune decine di metri si ritrova la roccia in posto con numerosi fori di organismi litofagi. In questa stessa fascia si rinvengono inoltre ciottoli calcarei, talora arrotondati, che appartengono anche ai terreni che non affiorano a monte e in taluno di questi sono riconoscibili fori

di litodomi. Questi indizi sembrerebbero dimostrare una trasgressione marina, i cui sedimenti siano stati asportati dalla successiva erosione subaerea. Potrebbe trattarsi della trasgressione pliocenica, ma considerazioni di carattere morfolgico rendono improbabile una simile ipotesi: infatti i terreni pliocenici in questa zona poggiano su di una superficie abbastanza ben raccordabile ed attualmente a circa 600 m. di quota media, ed il brusco approfondimento morfologico che si riscontra nella zona in cui sono riconoscibili le tracce della trasgressione in esame, dovuto all'abbassamento del livello di base è certamente di età posteriore al Pliocene. Più probabilmente questi resti della trasgressione sono di età pleistocenica (Calabriano?). Ad essa sarebbe seguita una regressione, i cui sedimenti, di tipo continentale, sono rappresentati dalle puddinghe stratoidi ad abbondante matrice sabbiosa ed argillo-sabbiosa che affiorano ad ovest di Salvitelle e nella valle del fiume Landro sino a quote di circa 500 m., talora profondamente incise dal corso d'acqua stesso.

Poche centinaia di metri ad ovest della stazione di Vietri, sempre nella valle del Landro, affiorano, in passaggio laterale con i sedimenti suddescritti, sabbie e travertini stratificati e puddinghe a matrice sabbiosa per una potenza di oltre cento m. Questi sedimenti lacustri e fluvio-lacustri talora piuttosto inclinati e fagliati, sono, a mio avviso, da mettere in relazione con gli analoghi sedimenti sabbioso-conglomeratici ampiamente affioranti nella piana del Sele e nei dintorni di Salerno.

Tettonica

Negli eventi tettonici che hanno interessato la zona in esame possiamo distinguere almeno quattro fasi con movimenti di tipo diverso. Una prima fase che dura sino al Miocene inferiore compreso, è caratterizzata da movimenti di tipo epeirogenetico, che hanno fratturato il piastrone carbonatico creando vari blocchi limitati da faglie, blocchi che hanno subito nel corso del Mesozoico diverse vicissitudini paleogeografiche (12). Questi movimenti sono iniziati nel Lias, come

(12) Una tettonica « a blocchi » di età mesozoica è stata già messa in evidenza dallo scrivente in alcune zone del Casertano e del Matese (Sgrosso 1963-1964-1965). Anche Scandone-Bonardi (1966) hanno riconosciuto nei Monti della Maddalena eventi tettonici di questo tipo.

è testimoniato dalla prima trasgressione riconosciuta (Lias su Trias), ma già nel Trias superiore è riscontrabile una certa instabilità del fondo (13), instabilità dimostrata dai frequenti livelli di brecce intraformazionali. Le numerose trasgressioni riconoscibili durante tutto il Mesozoico e in buona parte del Terziario avvengono sempre concordanti o pressocchè concordanti sul substrato, il che significa che i vari blocchi hanno subito dei movimenti esclusivamente verticali (14) e che con ogni probabilità non sono emersi tanto al di sopra del livello del mare da impiantare un forte ciclo erosivo.

Nella fase successiva, durante il Miocene, l'approfondirsi del bacino richiama materiali alloctoni sotto forma di coltri di ricoprimento (Selli 1957, 1962); nella zona in esame, se non si considera alloctona la serie calcareo-silico-marnosa, questo grandioso fenomeno, che ha interessato gran parte dell'Appennino meridionale, non è riconoscibile con certezza.

Successivamente all'arrivo delle coltri, l'Appennino meridionale in facies carbonatica è sovrascorso verso i margini orientali e nord-orientali. Tale fenomeno è ben evidenziato nei dintorni di Vietri di Potenza, dove, in più punti (S. Salvatore, Madonna di Carpine, toppo San Felice), si riconosce la sovrapposizione tettonica della serie carbonatica sulla serie calcareo-silico-marnosa, secondo una superficie irregolarmente ondulata; tra le due serie sono talora interposti esigui lembi di flysch piuttosto laminato. Questo sovrascorrimento, che è stato riconosciuto già da tempo nella Lucania e nel Salernitano (Signorini 1939, Scandone 1961, De Castro 1963, Ietto 1963), nella zona in esame è stato descritto da Radina (1966). Recenti lavori di carattere generale, basati anche su dati di perforazioni profonde, riconoscono strutture analoghe in quasi tutto l'Appennino carbonatico (Fancelli-Ghelardoni-Pavan 1966, Pieri 1966, Accordi 1966).

---

(13) La datazione di queste prime fasi è in accordo con quanto riscontrato da Scandone-Bonardi (1966) nei vicini Monti della Maddalena. Più in generale, lungo il bordo nord-orientale dell'Appennino si sono riscontrate fasi databili tra il Trias e il Lias (Ietto 1964, Scandone 1964, Sgrosso 1964, Pescatore 1965). Fasi tettoniche di età liassica sono state descritte anche sul bordo prospiciente il mar Tirreno (D'Argenio 1963, Grandejaquet 1963, Scandone-Sgrosso-Bruno 1964, Sgrosso 1966).

(14) Anche se si sono riscontrate trasgressioni « contro gli strati », non significa che i blocchi hanno subito una sensibile rotazione rispetto all'originario piano orizzontale, una tale giacitura si può spiegare invece con il fatto che alcune trasgressioni sono avvenute su una superficie molto mossa.

Il meccanismo più semplice ed ormai generalmente accettato, che ha provocato il movimento del piastrone, è lo scivolamento gravitativo favorito dai materiali plastici miocenici. In questo movimento, sia per differenti condizioni di attrito, sia per la preesistenza soprattutto sul bordo nord-orientale di numerose fratture di età mesozoica, il piastrone stesso si è frantumato in vari blocchi che possono essere più o meno avanzati uno rispetto all'altro (IETTO 1965) (15).

Nelle due serie a contatto si possono rilevare stili tettonici diversi: stile prevalentemente plastico nella serie calcareo-silico-marnosa (16) e stile rigido nella serie carbonatica.

La fase tettonica successiva porta ad un generale sollevamento e delinea le attuali strutture che hanno direzioni prevalenti NE-SO, E-O e NO-SE, direzioni in gran parte condizionate dalle preesistenti fratture. In questa fase si crea una morfologia molto simile alla attuale: le pile calcaree nell'innalzarsi subiscono notevoli rotazioni e lasciano scivolare giù i plastici sedimenti flyschioidi miocenici che si raccolgono nelle depressioni talora con le tipiche strutture descritte da SIGNORINI (1957).

Un chiaro esempio di questi scivolamenti si ha nella zona compresa tra Salvitelle e M. La Serrapola, dove la roccia affiorante è nella parte superficiale cataclastica e conserva ampi liscioni con striature che vanno secondo la massima pendenza. Nel suo movimento il flysch talora ingloba massi, pacchi di strati e pezzame vario appartenenti alla parte alta della pila carbonatica con cui viene a contatto. Nella roccia cataclastica sono talora conservate piccole lenti e spalmature di sabbie e argille sabbiose (probabilmente plioceniche) che dovrebbero testimoniare l'età pliocenica o post-pliocenica degli scivolamenti. Inoltre, a riprova di ciò, le argille azzurre plioceniche che affiorano presso Vietri di Potenza, per quanto è dato vedere, sembrano sottostare al flysch.

Che gli innalzamenti di cui sopra siano stati di notevole entità e nel complesso molto rapidi, oltre che dalle quote massime a cui

---

(15) Alcuni decrochements che interessano l'Appennino meridionale, in base alle più recenti vedute (D'ARGENIO 1966a, GUZZETTA 1966) vengono interpretati come « faglie trascorrenti » (wrenchs faults).

(16) Nell'ambito della serie calcareo-silico-marnosa stessa si nota una certa disuniformità di stile tettonico tra la parte calcarea, che reagisce alle spinte tettoniche piegandosi lievemente e talora fagliandosi, e la parte silico-marnosa, straterellata e con frequenti intercalazioni argillose, che da luogo a pieghe molto complesse e a vere e proprie « arricciature ».

si ritrovano i sedimenti pliocenici (Murge Nere a 1200 m. di quota), è dimostrato dalla profonda incisione operata per esempio dal torrente Platano che in alcuni punti ha formato delle vere e proprie forre con meandri incassati. Il conseguente abbassamento del livello di base ha inoltre provocato, con ogni probabilità, l'apporto di acque molto ricche di carbonato di calcio, alle quali è dovuto il deposito di strati di travertino intercalati nei sedimenti lacustri affioranti nella valle del Landro. Infine movimenti tettonici successivi di assestamento hanno lievemente dislocato e ruotato questi strati lacustri.

Paleogeografia

Dai dati sulla stratigrafia e sulla tettonica precedentemente esposti si possono trarre alcuni indizi utili per una ricostruzione paleogeografica dei terreni compresi nella zona in esame.

Verranno considerate separatamente la serie calcareo-silico-marnosa e la serie carbonatica, senza tener conto degli originari reciproci rapporti non ancora del tutto chiariti.

Considerazioni paleogeografiche sulla serie calcareo-silico-marnosa.

L'ambiente di sedimentazione della serie calcareo-silico-marnosa lucana è da ritenersi di mare aperto ed inizialmente poco profondo per la presenza di facies di scogliera nella formazione di M. Facito; in seguito, con i « calcari con liste e noduli di selce » il fondo marino si va gradualmente approfondendo sino a raggiungere la massima profondità all'altezza dei diaspri contenuti negli « scisti silicei » (facies di geosinclinale); con il « flysch galestrino » la sedimentazione diventa prevalentemente terrigena.

In questo quadro generale, da un esame più particolareggiato dei terreni descritti si può dedurre che questi rappresentano il risultato della sedimentazione avvenuta in una zona marginale del bacino geosinclinalico: ciò si ricava dalla presenza e dalla relativa abbondanza di brecciole gradate di tipo turbiditico contenenti clasti extraformazionali o, al massimo, interformazionali (nell'accezione usata da Selli 1962) intercalate a varia altezza in tutte e tre le formazioni descritte. Inoltre i clasti di queste brecciole sono prevalentemente calcarei e la microfauna che talora contengono è di tipo neritico o caratteristica di facies di transizione (Crescenti 1966), si può pertanto

pensare che la serie calcareo-silico-marnosa sia da collegarsi alla serie carbonatica.

Accettando l'ipotesi dell'autoctonia della serie calcareo-silico-marnosa, ne deriva che questa si sarebbe sedimentata ad oriente della serie carbonatica; accettando invece l'ipotesi dell'alloctonia (17), si sarebbe sedimentata ad occidente e sarebbe giunta nell'attuale posizione per fenomeni gravitativi, gli stessi fenomeni che in un secondo momento avrebbero provocato lo scollamento e il sovrascorrimento verso oriente anche della serie carbonatica.

Ricostruzione paleogeografica della serie carbonatica.

Per una più chiara comprensione degli eventi paleogeografici che riguardano la serie carbonatica affiorante nella zona in questione, appare opportuno premettere alcune considerazioni di carattere generale. Recenti studi sulla stratigrafia e sulla disposizione delle facies nell'Appennino meridionale (PESCATORE 1965-1965b, MANFREDINI 1963, SCANDONE-SGROSSO-BRUNO 1963, D'ARGENIO 1963, SCANDONE 1964, SGROSSO 1964, 1965, DE CASTRO 1965) hanno riconosciuto che il Mesozoico carbonatico, depositatosi in un ambiente di piattaforma con mare basso e tranquillo, passa lateralmente verso l'Adriatico e verso il Tirreno a sedimenti di mare più aperto. Le zone di transizione sono caratterizzate da facies di scogliera e di periscogliera e talora da ripetute lacune stratigrafiche legate all'instabilità del fondo. Questa instabilità, che si riconosce con certezza a partire dal Lias inferiore e dura almeno sino al Miocene basale, ha talora condizionato la deposizione di potenti serie conglomeratiche.

Recentemente COLACICCHI (1966) ha esteso questo schema rendendolo valido anche per alcune zone dell'Appennino centrale, senza per altro tener conto della tettonica sinsedimentaria, la quale invece ha condizionato l'esistenza dello schema stesso.

La ricostruzione paleogeografica qui di seguito esposta si basa sul rilevamento di dettaglio della zona in questione e su conoscenze dirette ed indirette delle zone poste a sud e ad est di essa, tuttavia mancano, per delineare un quadro generale più completo ed esatto, dati precisi sui terreni affioranti nelle zone orientali e nord-orientali. Oltre a ciò, bisogna tener conto che nel generale sovrascorrimento

---

(17) Il collega SCANDONE ha in preparazione un lavoro di carattere monografico sulla serie calcareo-silico-marnosa nel quale propende per questa seconda ipotesi.

avvenuto sulla serie calcareo-silico-marnosa, per quanto nell'insieme si siano conservati gli originari rapporti tra le varie parti, alcuni blocchi hanno sopravanzato altri provocando decrochements più o meno estesi e più o meno riscontrabili.

La caratteristica più evidente che presenta la successione dei terreni in esame è certamente data dalla tettonica mesozoica che, fratturando il piastrone carbonatico, ha delineato, dal Lias inferiore e forse già dal Trias superiore, una serie di blocchi limitati da faglie, i quali, più o meno sollevati l'uno rispetto all'altro, hanno creato vicinissime tra loro zone con diverse caratteristiche di sedimentazione.

Esaminando in particolare le caratteristiche litologiche e biostratigrafiche della serie, è possibile tracciare la successione degli ambienti che si sono susseguiti nel tempo.

I sedimenti del Trias testimoniano un ambiente di mare calmo e basso e le frequenti alternanze di livelli stromatolitici (D'Argenio 1966b) indicano una serie di piccole oscillazioni del fondo marino, su cui si instauravano alternativamente facies littorali e facies più francamente neritiche.

Nel Trias terminale e soprattutto nell'Infralias compaiono frequenti livelli ruditici che testimoniano l'inizio di quella instabilità tettonica che avrebbe poi caratterizzato i sedimenti di questa zona sino al Miocene, diversificandoli da quelli coevi depositatisi sulla piattaforma.

Nel Lias i sedimenti in esame sono talora trasgressivi, con spessori ridotti, sui terreni più antichi ed inoltre l'abbondanza della matrice micritica e la poca diffusione delle alghe calcaree fanno ritenere che la sedimentazione sia avvenuta in una zona alquanto protetta e con energia ambientale bassa; ciò si spiega tenendo conto che alcuni blocchi triassici erano emersi ed impedivano o rallentavano le correnti e gli scambi diretti con il mare aperto.

Nel Giura poi i sedimenti, ridotti di spessore e spesso trasgressivi, per la presenza, anzi per la prevalenza di termini oolitici o pseudoolitici a cemento spatico, dimostrano condizioni di sedimentazione con notevole energia ambientale, energia probabilmente dovuta all'elevazione dei vari blocchi che dovevano formare vere e proprie « secche ». I termini oolitici o pseudoolitici in matrice micritica possono essersi formati in zone più tranquille dove si depositava la fanghiglia calcarea e dove i clasti giungevano da zone con energia più alta.

Nel Cretacico inferiore si ristabiliscono uniformi condizioni di

sedimentazione con bassa energia ambientale, causata quest'ultima dall'emersione dei Monti della Maddalena (SCANDONE-BONARDI 1966).

Nel Cretacico medio il piastrone si frattura ulteriormente e si instaurano quelle particolari condizioni ambientali che portano alla deposizione dei calcari « pseudosaccaroidi bianchi ».

In accordo con BALLY (1954), SELLI (1957), PESCATORE (1965), ritengo che questa formazione, in cui compaiono diversi termini litologici, possa considerarsi tipica di un ambiente di periscogliera. Infatti la notevole instabilità tettonica aveva creato e creava una tale morfologia del fondo, con blocchi sollevati e brusche scarpate, da formare degli ambienti di sedimentazione se non identici almeno molto simili a quelli di periscogliera, anche se non si trovavano a contatto o nelle vicinanze di costruzioni biohermali. Le brusche variazioni di facies orizzontali e verticali poi e la prevalenza dei termini ruditici sono da mettersi in rapporto con la tettonica sinsedimentaria che creava, vicini, ambienti con facies anche diversissime tra loro. Una alta energia ambientale competeva alle parti sommitali dei blocchi rialzati e alle scarpate laterali dove potevano liberamente agire le correnti, le maree e la forza di gravità; nei blocchi depressi invece, dove l'energia ambientale era scarsa o nulla, decantavano i fanghi calcarei dilavati dagli altri sedimenti. Del resto, oltre che dai vari tipi litologici e dagli ambienti di sedimentazione, la tettonica sinsedimentaria è dimostrata dalle brecce tettoniche cementate con matrice di età diversa e dalle frequenti placche calcarenitiche e calciruditiche con abbondante matrice micritica appoggiate « contro » gli strati lungo i bordi dei blocchi calcarei, placche che, in qualche caso si vede chiaramente, rappresentano il riempimento di faglie beanti in movimento durante la sedimentazione. Anche i frequenti filoni e le sacche calcilutitiche che si ritrovano irregolarmente disposti nei calcari « pseudosaccaroidi » e negli strati con cui questi vengono a contatto, testimoniano una notevole tettonica sinsedimentaria.

Questo particolare ambiente dura sino all'Eocene inferiore compreso, però possiamo suddividere l'intera formazione dei calcari « pseudosaccaroidi bianchi » in due porzioni con caratteristiche deposizionali diverse: una che dura almeno sino a tutto il Cenomaniano e comprende probabilmente parte del Turoniano, l'altra, che ha dei livelli databili come Maastrichtiano, e dura sino all'Eocene.

Nella prima l'estrema variabilità litologica e la coesistenza di facies ad energia ambientale tanto diversa fanno presupporre che il contatto con il mare aperto avvenisse soltanto attraverso canali di

marea, inoltre poichè i clasti della calciruditi sono di origine intraformazionale o al massimo interformazionale, le scarpate che si erano formate e che si andavano formando dovevano incidere soltanto terreni del Cretacico.

In un secondo momento le condizioni precedentemente instauratesi si esasperano e si ha una fase tettonica (il cui culmine è di probabile età maastrichtiana) con una conseguente ingressione su di un fondo molto accidentato formato da blocchi della pila carbonatica più o meno sollevati i quali forniscono pertanto clasti appartenenti a tutti i termini della serie mesozoica; l'elevata energia ambientale dovuta all'esistenza delle profonde scarpate e la presenza di microfaune pelagiche (Globigerine, Globotruncane, Globorotalie...) evidenziano facies tipiche di « fore reef » dovute al diretto influsso del mare aperto, a causa dello sprofondamento dei blocchi posti ad E-NE.

Non è chiaro, date le caratteristiche litologiche che presentano questi terreni, se vi sia continuità stratigrafica in tutto il Cretacico o se il Maastrichtiano e l'Eocene siano trasgressivi sui termini più antichi; probabilmente le lacune (diastemiche e non), dovute all'elevazione dei vari blocchi, sono frequenti anche se generalmente indimostrabili.

Verso l'attuale fossa lucana si dovevano avere facies marine (18) verso l'interno la piattaforma, dopo la trasgressione paleocenica (Selli 1962), era generalmente emersa quel tanto da non permettere la sedimentazione (19), ma non tanto da instaurare un efficace ciclo erosivo.

Nella restante parte del Paleogene, nella zona in esame i vari blocchi erano totalmente emersi, come del resto tutta la piattaforma; verso l'Adriatico invece è possibile che ci fossero zone in cui perdurava la sedimentazione marina (20).

Nel Miocene inferiore il mare ingrediva nella zona precedendo

---

(18) Si può ammettere come ipotesi di lavoro che i fossili paleogenici rimaneggiati che si rinvengono nei sedimenti miocenici provengano da queste zone esterne.

(19) Segnalazione di lembi paleogenici trasgressivi sul Mesozoico della piattaforma sono abbastanza frequenti (Catenacci-De Castro-Sgrosso 1963, Scandone 1963, Sgrosso 1963-1965, Vezzani 1966, Marini-Andri 1966), penso però debba trattarsi di locali ingressioni che non possono generalizzarsi a tutta la piattaforma; in caso contrario infatti la base dei terreni trasgressivi miocenici avrebbe differenti caratteristiche litologiche e il contatto non potrebbe essere, come per lo più è, perfettamente concordante sul Cretacico superiore o sul Paleocene.

(20) Rappresentata dalla facies molisano-sannitica (Manfredini 1963, Pescatore 1965).

di poco la generale trasgressione su tutta la piattaforma messa in luce da Selli (1957); molto probabilmente l'ingressione proveniva grosso modo da est.

L'attuale giacitura e la litologia degli strati che costituiscono i lembi miocenici presi in esame testimoniano che il substrato della trasgressione doveva essere notevolmente mosso. Nei dintorni della cava precedentemente descritta, per esempio, gli strati miocenici, adattandosi al substrato, quasi « fasciano » sino ad una certa altezza e da almeno tre lati la dorsalina dolomitica la qule, in abbozzo, doveva già essere delineata prima dell'ingressione miocenica.

Prendendo in esame più in particolare i sedimenti descritti si nota che in un primo momento le calciruditi trasgressive sono costituite da clasti di varie dimensioni e natura, compresi i frammenti spigolosi di dolomia del substrato, i quali, dopo i due o tre metri di serie, non si ritrovano più mentre abbondano sempre i ciottoli dei calcari oolitici, dei calcari « pseudosaccaroidi bianchi », e delle calcareniti a Nummuliti ed Alveoline. La sedimentazione è di tipo nettamente carbonatico con abbondanti apporti detritici dalle terre emerse che dovevano formare un vero e proprio arcipelago. Le condizioni di vita per i macroforaminiferi dovevano essere ottimali (acque mediamente agitate con fondali generalmente bassi, e con notevole apporto di carbonato di calcio), infatti i loro resti, sempre abbondantissimi, costituiscono in qualche caso una percentuale superiore al 90% dei clasti.

Procedendo nell'esame delle caratteristiche litologiche della serie, verso l'alto si notano indizi di un graduale approfondimento dei fondali testimoniato all'inizio dalla scomparsa dei ciottoli appartenenti ai terreni stratigraficamente più bassi (dolomie) e alla sempre maggiore percentuale di quelli appartenenti ai terreni più alti (calciruditi e calcareniti del Cretacico superiore e dell'Eocene) quindi dalla presenza delle prime intercalazioni marnose, dalla comparsa di fauna pelagica accanto a quella neritica e dal fatto che i clasti (litoclasti e bioclasti) appaiono sempre più nettamente gradati. A quest'altezza stratigrafica si ritrovano intercalati i primi strati e ammassi di « calcari con Nummuliti ». Questi materiali sono molto bene evidenziati nella cava situata nei pressi di località Capo Grasso; in special modo il grande ammasso che forma il fronte di cava, per le sue caratteristiche sedimentologiche, viene interpretato come un conglomerato a matrice prevalente (mud flow) originatosi per frana sottomarina e fornito di notevole viscosità: il che si deduce dalla

assenza di stratificazione, dalla presenza di grandi massi irregolarmente disposti nell'abbondante matrice (manca qualsiasi accenno di gradazione) e dalla disposizione fluidale dei clasti più piccoli. Anche il materiale stratificato che ricopre l'ammasso e che è bene esposto ai bordi della cava stessa, si depositava per frane successive (su di un fondale la cui sedimentazione normale doveva essere rappresentata dalle intercalazioni marnose e argillose grigie e rossastre) e, a seconda della maggiore o minore viscosità di cui era fornito, si disponeva in ammassi irregolari costituiti da conglomerato a matrice prevalente, oppure dava luogo a sedimenti di tipo flussoturbiditico o addirittura turbiditico. Si possono riconoscere tutti i termini di passaggio tra l'uno e l'altro di questi terreni con caratteristiche sedimentologiche diverse e talora spostandosi lateralmente anche in uno stesso strato si riscontrano notevoli variazioni.

La microfauna miocenica mescolata con quella eocenica contenuta soprattutto negli strati con caratteristiche di turbiditi può spiegarsi con l'originaria maggiore fluidità di questi sedimenti che potevano pertanto parzialmente mescolarsi con materiali diversi. Queste frane sottomarine si possono collegare con i movimenti che portavano allo approfondirsi del bacino. Resterebbe da individuare l'area di provenienza di questo materiale extraformazionale e da spiegare il perchè esso sia rimasto non completamente diagenizzato all'atto della sua messa in porto nei sedimenti miocenici.

L'ulteriore approfondirsi del bacino è dimostrato dalla presenza di materiale grossolanamente terrigeno, dalle intercalazioni di brecciole calcaree gradate con fauna miocenica e paleogenica mescolate e dalle particolari strutture sedimentarie (sedimentazione gradata, fogliettatura, calchi di docce di erosione, calchi di solchi di trascinamento) che si riscontrano frequenti negli strati arenacei e che dimostrano una sedimentazione di tipo turbiditico.

Procedendo ancora verso l'alto la successione non è più ricostruibile per la caoticità del materiale affiorante.

CONCLUSIONI

Riassumendo i dati esposti nelle pagine precedenti, si può concludere che nella zona in esame affiorano in contatto tettonico due serie con caratteristiche litobiostratigrafiche diverse: la serie calcareo-silico-marnosa e la serie carbonatica.

La serie calcareo-silico-marnosa, di età compresa tra il Trias e l'Eocene, può considerarsi come il risultato di una sedimentazione avvenuta in un bacino di geosinclinale, ma presenta delle caratteristiche che la fanno ritenere marginale rispetto al centro del bacino stesso e probabilmente collegata (per mezzo di facies di transizione non affioranti) alla serie carbonatica.

Maggiori dati si sono potuti trarre dall'esame dei terreni appartenenti alla serie carbonatica, che a partire almeno dal Lias risentono di una notevole tettonica sinsedimentaria che li ha smembrati delineando una serie di blocchi limitati da faglie. Questi vari blocchi subiscono durante il Mesozoico dei movimenti di tipo epeirogenetico che hanno stabilito talora condizioni di sedimentazione diverse in zone anche vicine tra loro e altresì diverse dai coevi terreni tipici della facies di piattaforma; tali movimenti hanno inoltre causato numerose lacune stratigrafiche dovute a diastemi o a locali emersioni, trasgressioni « contro » gli strati e frequenti filoni e filoncelli sedimentari. Queste caratteristiche di instabilità tettonica sono tipiche di zone di transizione (21) che collegano la piattaforma con aree a sedimentazione di tipo pelagico, ma soltanto dal Cretacico superiore (probabilmente Maastrichtiano) si riconosce il diretto influsso del mare aperto. Esili lembi di sedimenti eocenici con facies analoga a quella dei terreni del Cretacico superiore, testimoniano l'ambiente marino che precede l'emersione paleogenica.

Nell'Aquitaniano il mare ingredisce su un substrato molto mosso (22) e inizialmente perdurano condizioni di sedimentazione

---

(21) Questa zona di transizione bene s'inquadra con l'allineamento di facies analoghe segnalate lungo il bordo nord-orientale dell'Appennino meridionale (SCANDONE 1964, PESCATORE 1965a, 1965b).

(22) La morfologia del substrato, causata dalla instabilità tettonica mesozoica e terziaria, ha notevolmente condizionato le caratteristiche litologiche dei sedimenti miocenici in esame i quali si differenziano dagli analoghi sedimenti trasgressivi sulla piattaforma.

neritiche e in facies nettamente carbonatica, quindi il fondo marino si approfondisce e giungono vere e proprie « colate » di materiale extraformazionale con fauna eocenica, il quale forma conglomerati a matrice prevalente e sedimenti turbiditici. L'ulteriore approfondimento del bacino causa inoltre l'arrivo di ingente materiale terrigeno, e provoca la deposizione di sedimenti flyscioidi con frequenti caratteristiche di turbiditi. Questa successione di eventi è riscontrabile anche nei sedimenti che si ritrovano trasgressivi in quasi tutto l'Appennino meridionale.

La massima profondità della fossa si sposta quindi verso NE provocando lo scivolamento gravitativo del piastrone carbonatico.

Le successive fasi orogeniche di età pliocenica e quaternaria portano all'assetto strutturale attualmente osservabile: la serie carbonatica rappresentata da blocchi monoclinalici fagliati e lievemente ruotati e i plastici sedimenti autoctoni ed alloctoni (dove affiorano) che riempiono, con giacitura generalmente caotica, le depressioni morfologiche.

Napoli - Istituto di Geologia dell'Università - Dicembre 1966.

RIASSUNTO

Nella zona in esame affiorano in sovrapposizione tettonica due serie con caratteristiche litobiostratigrafiche differenti: la serie calcareo-silico-marnosa e la serie carbonatica.

La serie calcareo-silico-marnosa, che generalmente può considerarsi sedimentata in un bacino di geosinclinale, negli affioramenti esaminati mostra delle caratteristiche che la fanno ritenere marginale rispetto al centro del bacino stesso.

La serie carbonatica, già a partire dal Lias, presenta facies tipiche di zona di transizione da sedimenti di « piattaforma » a sedimenti pelagici; soltanto dal Cretacico superiore tuttavia si riconosce l'influsso del mare aperto. L'esame dettagliato di questi terreni ha messo in evidenza una tettonica sinsedimentaria, durata almeno sino all'Eocene inferiore compreso, la quale ha smembrato il piastrone carbonatico in una serie di blocchi limitati da faglie ed ha causato frequenti lacune stratigrafiche dovute a diastemi o a locali emersioni. Si sono inoltre riconosciuti e descritti sedimenti miocenici (aquitaniani), trasgressivi sulle dolomie triassiche, che presentano alla base facies calcaree conglomeratiche riccamente fossilifere; in questa parte di serie sono intercalati sedimenti con microfaune eoceniche i quali per le loro particolari caratteristiche sedimentologiche vengono interpretati come « conglomerati a matrice prevalente » causati da frane sottomarine legate all'approfondirsi del bacino. L'ulteriore approfondirsi del bacino è testimoniato inoltre dai successivi potenti deposti flyscioidi che presentano spesso caratteristiche di turbiditi.

Lo spostamento della massima profondità della fossa verso l'Adriatico causa lo scivolamento gravitativo del piastrone carbonatico sui sedimenti della serie calcareo-silico-marnosa.

Le successive fasi orogeniche provocano l'attuale assetto strutturale.

SUMMARY

Two different sequences are cropping in the surveyed area: the so-called *serie calcareo-silico-marnosa* (calcareus-siliceous-marly sequence) and the *serie carbonatica* (carbonate sequence). The latter is thrusted on the former.

The observed *calcareous-siliceous-marly* sequence is considered as sedimented in a peripherical area of the geosynclinal trough.

The *carbonate sequence* from the Lias shows already thypical transizional characters from platform facies to pelagic ones. From the upper Cretaceous also definite pelagic facies are becoming evident.

The detailed survey of the studied area shows a synsedimentary structural evolution that is active throughaut the lower Eocene. Those phenomena are dissecting the carbonate platform in many blocks bounded by faults as evidenced also by sedimentary gaps and diastems and by local emergences.

The main gap is related to the middle-upper Eocene and to the Oligocene. Lower (Aquitanian) miocenic sediments are overlapping the triassic dolomites with a basal fossiliferous conglomerate. In the miocenic part of the section, calcirudites with reworked eocenic microfauna are interbedded. Those sediments are interpreted as mud flows related to the sinking of the basin, as proved also by the upper part of the section wich contains typical turbidites.

The migration of the basin axis toward the foreland causes the gravitazional gliding of the carbonate platform on the calcareous-siliceous-marly sediments of the traugh.

Further orogenic phases are responsible of the present structural pattern.

BIBLIOGRAFIA

Accordi B. (1966) - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese*. Geol. Rom., 5, 355-406, 33 ff., I carta tett.

Bally A. (1954) - *Geologische Utersuchunger in den SE-Abruzzen*. XV-291 pp., 13 tt., Zurich.

Beneo E. (1956) - *Accumuli terziari da risedimentazione (olistostromi) nello Appennino centrale e frane sottomarine*. Boll. Serv. geol .d'It., 78, (I), 291-319, I f.

Bosellini A. (1864) - *Sul significato genetico ed ambientale di alcuni tipi di rocce calcaree in base alle più recenti classificazioni*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., 15 (2), 58 pp., 6 ff., 8 tt.

Carissimo L., D'Agostino O., Loddo C. e Pieri M. (1963) - *Petroleum exploration by Agip Mineraria and new geological information in cental and northern Italy from the Abruzzi to the Taranto Gulf*. Francfort/Main. 26 pp., 20 ff.

Catenacci E., De Castro P. e Sgrosso I. (1963) - *Complessi guida nel Mesozoico del Matese orientale*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 32 pp., 3 ff., 6 tt.

Colacicchi R. (1966) - *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche.* Mem. Soc. Geol. It., **5**, 18 pp., 2 ff.

Colacicchi R. e Praturlon A. (1965) - *Il problema delle facies nel Giurese della Marsica nord-orientale.* Boll. Soc. Geol. It., **84** (1), 55-66, 3 ff.

Crescenti U. (1966) - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche.* Boll. Soc. Geol. It., **85**, 541-579. 3 ff.

D'Argenio B. (1963) - *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, 66 pp., 8 tt.

D'Argenio B. (1963) - *Linee isopiche e strutturali cretaciche persistenti nell'Appennino campano.* Rend. Acc. Sc. Fis. Nat., ser. 4, **30**, 367-393, 10 ff.

D'Argenio B. (1966a) - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino Centro Meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **5** (4), 279-299, 1 f., 1 t.

D'Argenio B. (1966b) - *Le facies littorali mesozoiche dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Nat. Napoli, **75**, (in corso di stampa).

D'Argenio B. e De Cunzo T. (1963) - *Sulla presenza di pollini e resti d'insetti nelle bauxiti della Marsica (Appennino centrale).* Rend. Acc. Sc. Fis. Nat., ser. 4, **30**, 353-365, 4 ff., 2 tt.

De Castro P. (1962) - *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Piana di Montoro.* Boll. Soc. Nat. Napoli, **71**, 74 pp., 5 ff., 19 tt.

De Castro P. (1963) - *Sulla presenza del Lias negli « scisti silicei » di Giffoni Vallepiana nel Salernitano.* Boll. Serv. Geol. d'It., **83**, 1962, 3-32, 3 ff., 9 tt.

De Castro P. (1966) - *Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretacico della Campania.* Boll. Soc. Nat. Napoli, **74**, 1965, 317-374, 9 ff., 22 tt.

De Lorenzo G. (1894) - *Le montagne mesozoiche di Lagonegro.* Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat., ser. 2, **8** (7), 128 pp., 12 ff.

Dondi L. e Papetti I. (1965) - *Sul ritrovamento di una microfacies con Miogypsina e Lepidocyclina al fondo del pozzo Contursi 1 (m. 3479) nel Cilento.* Geol. Rom., **4**, 7-40, 6 ff., 9 tt.

Drooger C. W. (1954) - *Miogypsinidae from northern Italy.* I and II. Proc. K. Nederl. Akad. Wetensch, ser. B, **57**.

Drooger C. W. (1963) - *Evoluzionary trends i nthe Miogypsinidae.* 315-349, 25 ff. in. G. H. R. Von Koenigswald et al. - *Evoluzionary trends in Foraminifera.* Elservier, Amsterdam.

Drooger C. W. e Socin C. (1959) - *Miocene Foraminifera from Rosignano, northern Italy.* Microp., **5**, n. 4, New York.

Fancelli R., Ghelardoni R. e Pavan G. (1966) - *Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **5** (1), 67-70, 8 ff.

Grandjaquet C. (1963) - *Schéma structural de l'Appennin campano-lucanien (Italie).* Rev. Geog. Phis. et Geol. Dyn., 2, **3**, 185-202, 14 ff.

Guzzetta G. (1966) - *Sulla possibile applicazione dello schema tettonico di Moody e Hill (Wrench Fault Tectonics) all'Appennino.* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli (in corso di stampa).

IETTO A. (1963) - *I rapporti tettonici tra « scisti silicei » e la dolomia nei dintorni di Giffoni Valle Piana (Salerno).* Mem. Soc. Geol. It., 4, 15 pp., 7 ff., 2 tt.

IETTO A. (1964) - *Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese.* Boll. Soc. Nat. Napoli, 72, 112-116.

IETTO A. (1965) - *Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino meridionale).* Boll. Soc. Nat. Napoli, 74, 65-85, 13 ff.

LUCINI P. (1959) - *Su due microfaune del Flysch del versante tirrenico della Basilicata.* Boll. Soc. Geol. It., 77 (3), 1958, 173-181, 4 ff.

LUCINI P., MASPERONI L. e SPADA L. (1957) - *Dati micropaleontologici sul «flysch» del versante tirrenico della Basilicata e osservazioni sulle roccie ignee basiche del M. Cerviero nell'Appennino calabro-lucano.* Boll. Soc. Geol. It., 76 (1), 67-80, 5 ff.

LUPERTO E. (1963) - *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza).* Pal. It., 57, 1962, 9 pp., 1 f., 5 tt.

MANFREDINI M. (1963) - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., 4, 15 pp., 1 t.

MARINI M., ANDRI E. (1966) - *Lembi paleocenici ed eocenici nel Cilento settentrionale (Salerno).* Atti Ist. Geol. Un. di Genova, 4 (1), 181-201, 5 tt.

OGNIBEN L. (1957) - *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta).* Boll. Soc. Geol. It., 75 (3), 169-179, 3 ff.

PESCATORE T. (1965a) - *Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica.* Atti Acc. Sc. Fis. Mat., ser. 3, 4 (4), 99-164, 12 ff., 9 tt.

PESCATORE T. (1965b) - *La facies di transizione nel gruppo di Monte Marzano.* Boll. Soc. Nat. Napoli, 74, 149-158, 1 f., 3 tt.

PESCATORE T. e VALLARIO A. (1963) - *La serie mesozoica del Gruppo del M. Maggiore (Caserta).* Mem. Soc. Geol. It., 4, 22 pp., 5 tt.

PIERI M. (1966) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica strutturale dell'Italia centro-meridionale.* Geol. Romana, 5.

RADINA B. (1959) - *Rilievo geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano.* Boll. Soc. Geol. It., 77 (3), 1958, 183-204, 8 ff., 2 tt.

RADINA B. (1966) - *Note stratigrafiche e tettoniche sui dintorni di Vietri di Potenza e di Savoia di Lucania (Appennino meridionale).* Boll. Soc. Nat. Napoli, 74, 1965, 131-148, 5 ff.

RICCHETTI G. (1962) - *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola.* Boll. Soc. Geol. It., 80 (3), 1961, 247-268, 10 ff., 1 t.

SARTONI S. e CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dello Appennino meridionale.* Gior. Geol., ser. 2, 29, 161-388, 41 tt. 1 tab.

SCANDONE P. (1961) - *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., ser. 4, 28, 436-444, I f., 2 tt.

SCANDONE P. (1963) - *Stratigrafia degli scisti silicei della Lucania.* Mem. Soc. Geol. It., 4, 9 pp.

Scandone P. (1964a) - *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alto valle dell'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo* (*Potenza*). Boll. Soc. Nat. Napoli, 72, 1963, 125-131.

Scandone P. (1964b) - *Marnoscisti ad Halobia in Lucania.* Boll. Soc. Nat. Napoli, 72, 1963, 207-212, 1 t.

Scandone P. (1965) - *Nota preliminare sui foraminiferi delle scogliere triassiche della Lucania.* Boll. Soc. Nat. Napoli, 73, 1964, 267-269.

Scandone P. (1966) - *Osservazioni su una località fossilifera a Brachiopodi nel Ladinico della serie calcareo-silico-marnosa lucana al M. Facito.* Boll. Soc. Nat. Napoli, 74, 1965, 311-316, 2 tt.

Scandone P., Bonardi G. (1966) - *Synsedimentary tectonics controlling deposition of mesozoic and terziary carbonatic sequences of areas surrounding Vallo di di Diano* (*Southern Appennines*). Mem. Soc. Geol. It. (in corso di stampa).

Scandone P., De Capoa P. (1966) - *Sulla posizione stratigrafica e l'età dei livelli a Daonella e ad Halobia in Lucania.* Boll. Soc. Nat. Napoli, 75, 30-39, 7 tt.

Scandone P., Sgrosso I. (1963) - *Il Mesozoico del gruppo montuoso dell'Accellica* (*M. Picentini - Salerno*). Mem. Soc. Geol. It., 4 (2), 8 pp., 2 tt.

Scandone P., Sgrosso I. (1965) - *Flysch con Inocerami nella valle del Cavolo presso Tramutola* (*Lucania*). Boll. Soc. Nat. Napoli, 73, 1964, 166-175, 2 tt.

Scandone P., Sgrosso I. (1966) - *Sulla paleogeografia della Penisola sorrentina dal Cretacico superiore al Miocene.* Boll. Soc. Nat. Napoli, 74, 1965, 159-178, 8 ff., 10 tt.

Scandone P., Sgrosso I. e Bruno F. (1964) - *Appunti di geologia sul M. Bulgheria* (*Salerno*). Boll. Soc. Nat. Napoli, 72, 1963, 19-27.

Scarsella F. (1957) - *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici e il flysch nello Appennino centro-meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., 75 (3), 1956, 115-137.

Scarsella F. (1959a) - *Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., 76 (3), 1957, 53-59, 1 f.

Selli R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. Geol., ser. 2, 26, 1-54, 9 tt.

Selli R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., 3, 737-790, 1 f., 1 t.

Sgrosso I. (1963) - *Il Paleocene nella zona di Pietravairano* (*Caserta*), *con alcune considerazioni sulla tettonica cretacica.* Boll. Soc. Nat. Napoli, 72, 65-70, 2 tt.

Sgrosso I. (1964) - *La trasgressione miocenica nel Matese centrale.* Boll. Soc. Nat. Napoli, 72, 1963, 150-154, 2 tt.

Sgrosso I. (1965) - *La serie stratigrafica di Serra delle Macchietelle in relazione ad alcune caratteristiche della tettonica del Matese.* Boll. Soc. Nat. Napoli, 73, 186-194.

Sgrosso I. (1965) - *Lembi paleocenici trasgressivi sul Lias dei Monti Mai* (*Salerno*). Boll. Soc. Nat. Napoli, 74, 252-258, 1 f., 1 t.

SGROSSO I. (1966) - *Variazioni di facies nel Lias dei Monti Mai (Salerno)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 74, 1965, 403-419, 4 ff., 3 tt.

SIGNORINI R. (1939) - *Sulla tettonica dei terreni mesozoici dell'Appennino lucano*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, ser. 6, 29, 60-606.

SIGNORINI R. (1957) - *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., 75 (3), 1956, 69-93.

SIGNORINI R. e DEVOTO (1962) - *Il Paleogene nell'alto Molise*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 461-520, 4 ff., 3 tt.

VALLARIO A. (1966) - *Geologia del Monte Massico (Caserta)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 75, 41-76, 8 ff., 12 tt.

VEZZANI L. (1966) - *La formazione trasgressiva supraeocenica di Castelluccio Superiore (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., 85, 287-297, 2 ff.

TAVOLA I.

Fig. 1. — Calcareniti a *Trocholina* del Giura sup. di M. Cerzuta (circa 40 ×).

Fig. 2. — « Calcari pseudosaccaroidi bianchi » con *Orbitoides* e frammenti di Lamellibranchi. Ciottolo nelle calciruditi mioceniche di Capo Grasso (circa 10 ×).

Fig. 1.

Fig. 2.

TAVOLA II.

Fig. 1. — Calcirudite con matrice calcarenitica e calcilutitica; nella matrice sono presenti Globotruncane, Globigerine, Miliolidi e frammenti di Rudiste. Versante orientale dell'altura di Salvitelle (circa 40×).

Fig. 2. — Calcarenite con Globotruncane e Globigerine. Versante occidentale del M. La Serrapola (circa 30×).

Fig. 1.

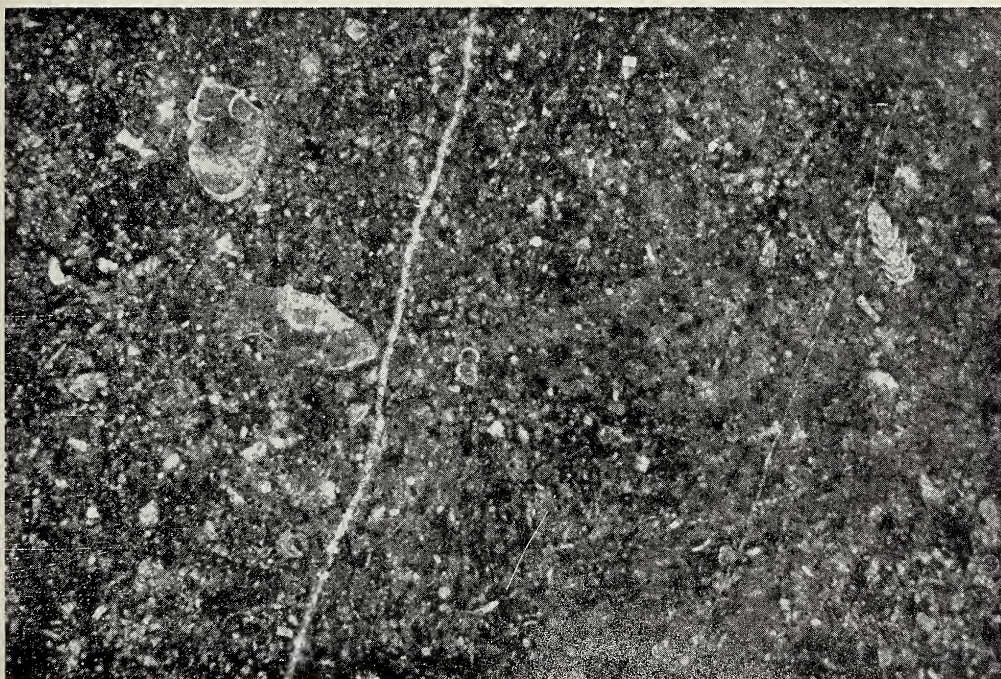


Fig. 2.

TAVOLA III.

Fig. 1. — Calcarenite con *Salpingoporella dinarica* Radoicic del Cretacico inferiore attraversata da un filoncello sedimentario con Globorotalie eoceniche. Versante orientale dell'altura di Salvitelle (circa 40×).

Fig. 2. — Calcirudite eocenica con Globorotalie, Globigerine e frammenti di Discocycline, Alveoline e piccole Nummuliti. Versante orientale dell'altura di Salvitelle (circa 40×).

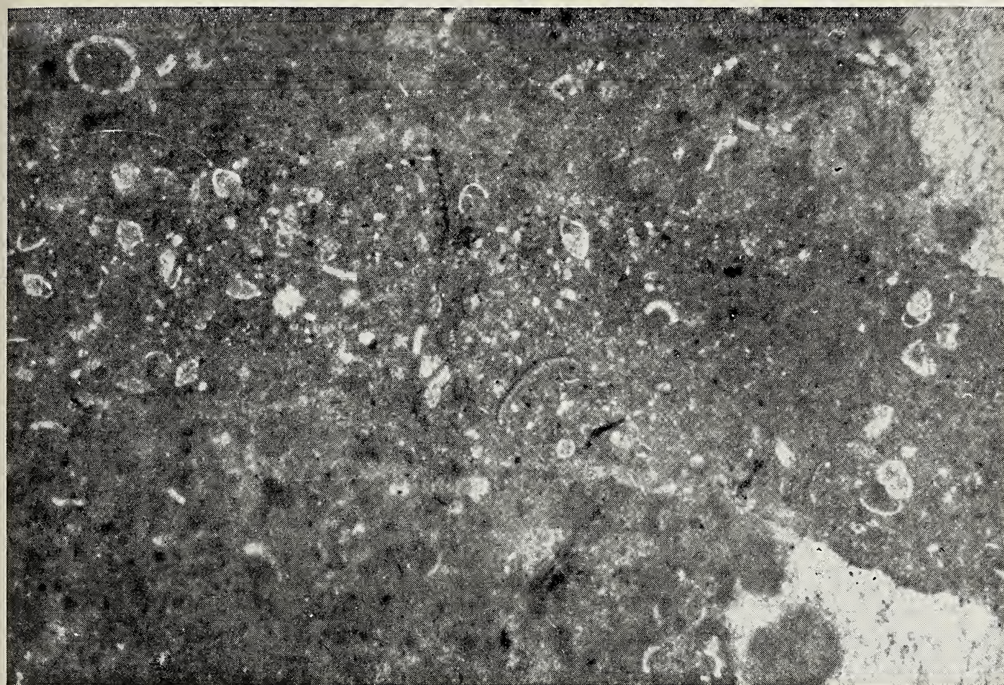


Fig. 1.

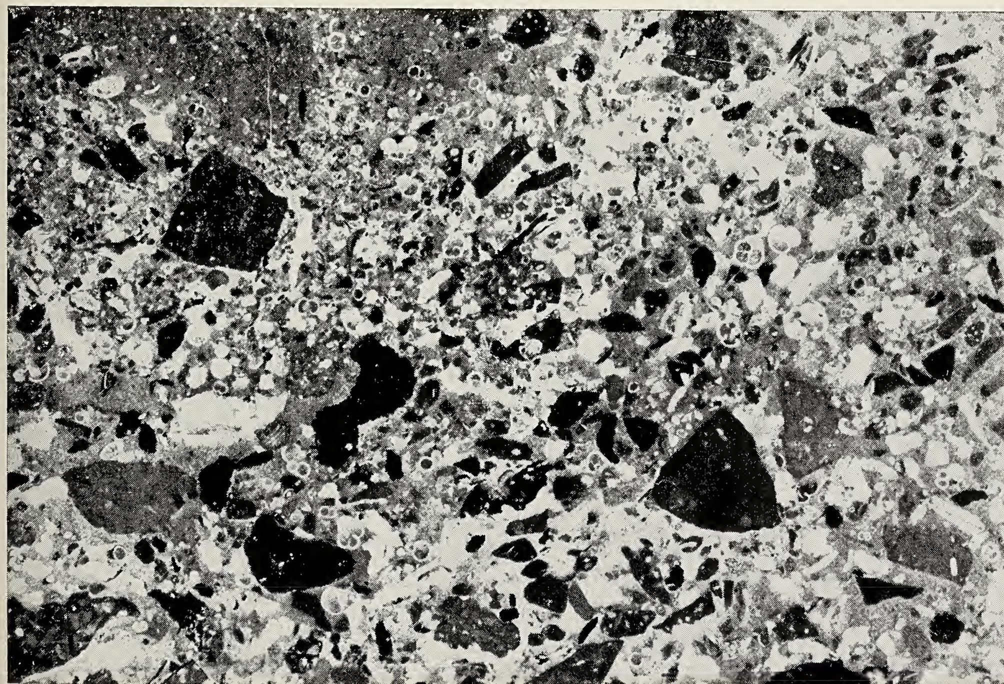


Fig. 2.

TAVOLA IV.

Fig. 1 e 2. — Microfacies delle calciruditi aquitaniane trasgressive. Località Capo Grasso (circa 9×).



Fig. 1.



Fig. 2.

TAVOLA V.

Microfacies delle calciruditi aquitaniana trasgressive. Località Capo Grasso (circa 11 ×).

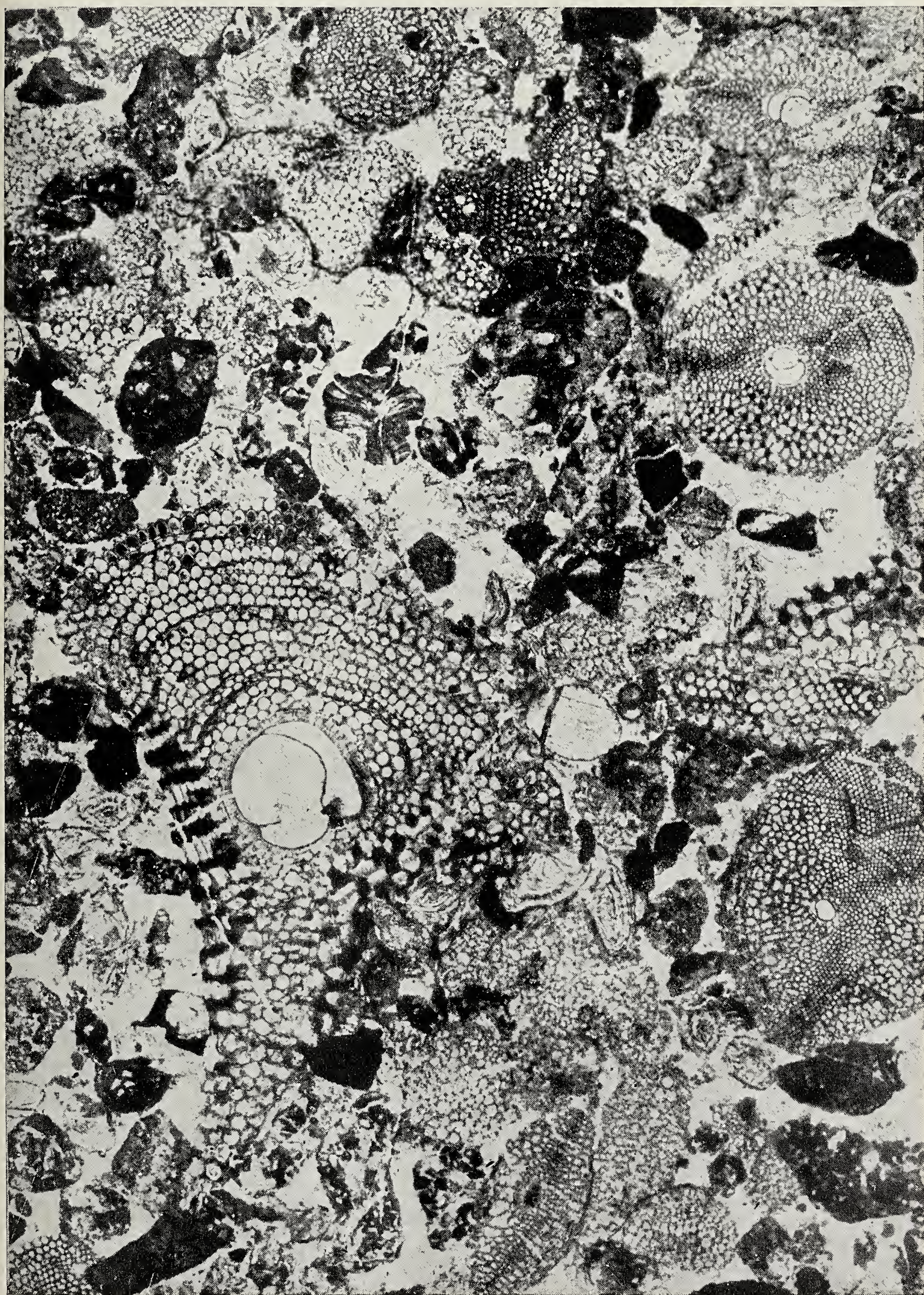


TAVOLA VI.

Fig. 1. — Microfacies della porzione calcarenitica dell'ammasso di « calcari con Nummuliti » che costituisce il fronte di cava di località Capo Grasso. Notare che i bioclasti si presentano isorientati e conservano intatta l'ornamentazione esterna (circa 45 ×).

Fig. 2. — Calcirudite con microfauna neritica eocenica frammentata ed usurata e matrice calcarenitica e calcilutitica con fauna pelagica. « Calcari con Nummuliti » ben stratificati in località Capo Grasso (circa 40 ×).

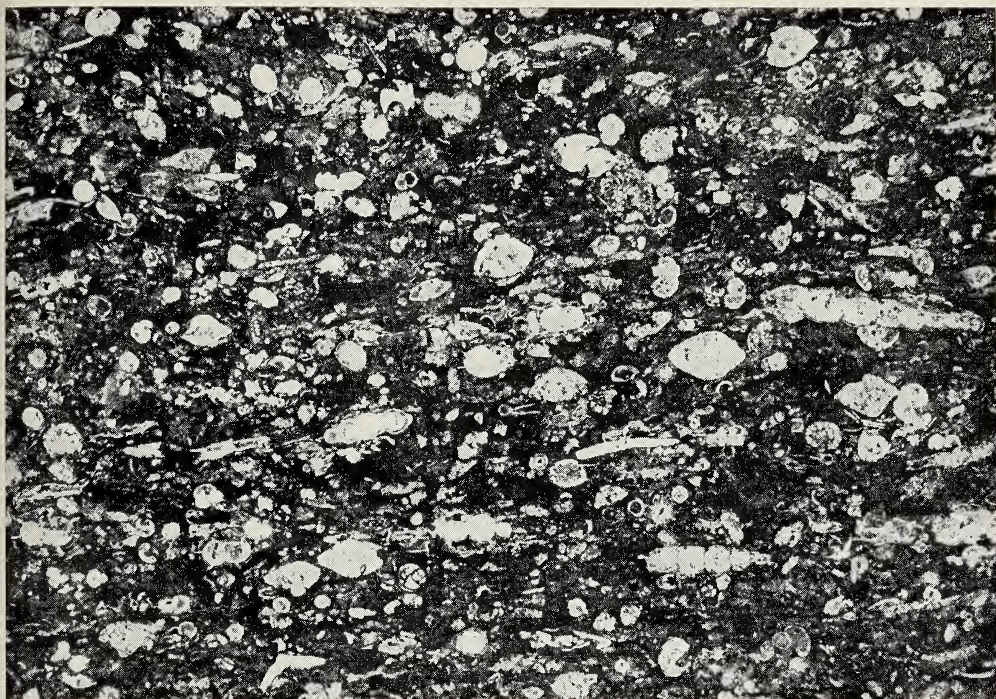


Fig. 1.

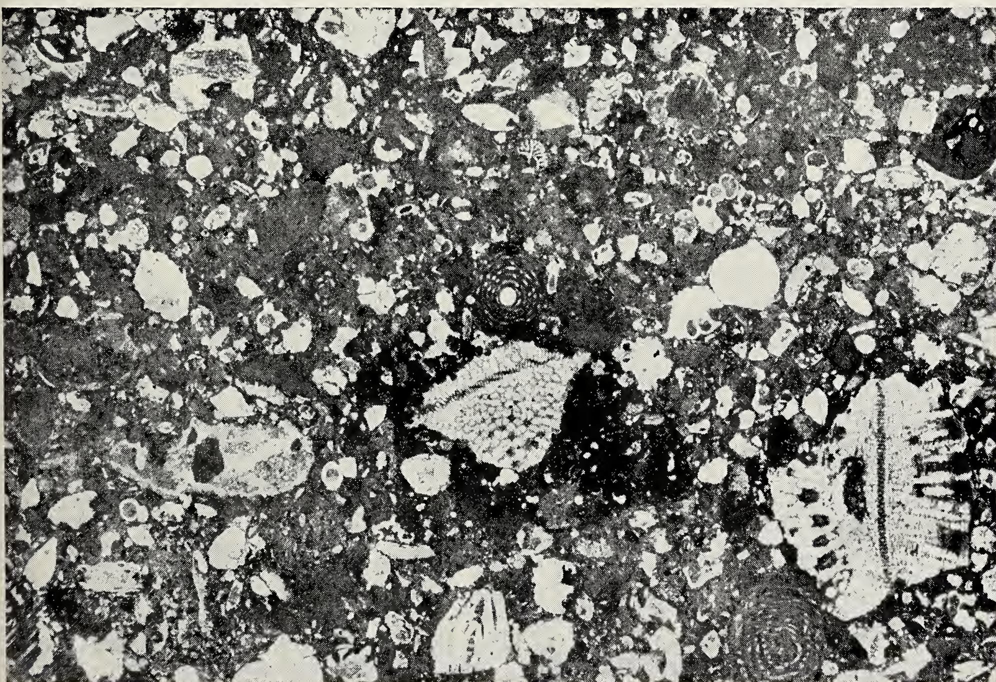


Fig. 2.

Le facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale (*)

Nota del Socio BRUNO D'ARGENIO

(Tornata del 22 dicembre 1966)

Introduzione.

L'analisi delle facies nella *piattaforma carbonatica* dell'Appennino centrale e meridionale è di importanza fondamentale per la verifica delle interpretazioni strutturali e per le indagini sulla cinematica paleogeografica di questa grande unità.

Questo indirizzo nelle ricerche, iniziato e perseguito negli ultimi anni, è una logica conseguenza dell'arricchito patrimonio di informazioni stratigrafiche che si è andato recentemente formando grazie all'affinarsi dei metodi di indagine.

Con questo lavoro, riallacciandomi ad un gruppo di note dedicate all'analisi delle facies, e particolarmente di quelle del Mesozoico, desidero segnalare la accertata presenza di facies littorali, mai prima individuate e descritte, indicando i dati su cui si basano tali attribuzioni.

Ringraziamenti.

Le ricerche su questo argomento iniziate e concluse poi in Italia, sono state continuate durante il 1965-66 presso il Department of Geology della Princeton University (Princeton, New Jersey). Mi è gradito ringraziare qui il Prof. Alfred G. Fischer per l'ospitalità cordiale, per le interessanti ed utili discussioni e per il costante, amichevole interessamento con cui ha seguito queste indagini. Ringrazio anche il Prof. Francesco Scarsella per la consueta liberalità con cui ha consentito lo svolgimento delle ricerche e i colleghi A.

(*) Lavoro eseguito col contributo del C.N.R.

Ietto, I. Sgrosso, A. R. Vallario e A. Vallario i quali mi hanno accompagnato in alcune escursioni o mi hanno fornito campioni per lo studio.

I.

1. Modelli operativi.

Nel dicembre del 1962, durante il Convegno della Società Geologica Italiana sulla *Geologia dell'Appennino*, Selli, esponendo i risultati delle sue ricerche sull'Appennino meridionale, indicò le Bahamas come l'area di sedimentazione attuale più vicina a quelle che dovettero essere, durante il Mesozoico, le condizioni ambientali in cui si formò e si andò evolvendo la *piattaforma carbonatica*.

Tale accostamento alle facies carbonatiche attuali dell'area caraibica si è rivelato di estremo interesse, non solo all'esame dei dati bibliografici ma anche nel confronto diretto, che ho potuto effettuare durante l'inverno 1965-66 e da cui scaturiscono molte delle osservazioni esposte nei prossimi paragrafi.

L'area compresa tra le Bahamas e la Florida meridionale è stata perciò presa come *modello operativo* (Krumbein e Sloss, 1963) per chiarire l'insieme dei processi operanti e dei fenomeni conseguenti che, a loro volta, possono modificare gli stessi processi (*feed-back*).

Per altri dati sulle caratteristiche generali di questa area si consulti: Black, 1963; Ginsburg, 1956, 1964; Illing, 1954; Newell e Rigby, 1957; Purdy e Imbrie, 1964 ecc.

Non è questa la sede adatta per entrare in dettaglio sui metodi di indagine paleogeografica in corso di applicazione e di cui si renderà conto altrove, ma è utile ricordare che molti sedimenti littorali e sopralittorali attuali della Florida meridionale (Florida Keys e Florida Bay) e delle Bahamas (*piattaforma* dell'isola di Andros) presentano evidenti analogie con quelli mesozoici dell'Appennino meridionale e centrale.

In questo lavoro si prenderanno in considerazione particolarmente le facies littorali.

Il riconoscimento di tale ambiente di sedimentazione non si basa su di un unico tipo di elementi diagnostici ma su di una serie di elementi i quali soddisfino al *criterio del minimo ambientale* (Wolf, 1965).

Ciascun elemento analizzato in una qualunque litobiofacies for-

nisce un certo numero di informazioni. I fossili, in quanto comunità di organismi, danno, ad esempio, preziosi dati paleoecologici poichè l'*abitabilità*, oltre che dalle circostanze legate alla competitività tra i vari componenti le biocenosi, è definita da alcuni parametri ambientali chimici e fisici (salinità, temperatura ecc.), ciascuno dei quali varia entro certi limiti. Tra questi parametri ve n'è in genere uno o più di uno per cui le singole specie (in pratica le biocenosi) hanno *valori di tolleranza minimi.*

Ciò vale, entro certi limiti, anche per alcune strutture sedimentarie, per la tessitura dei litotipi, per la precipitazione di alcuni sali e così via.

Ogni elemento dell'analisi ambientale ha dunque un suo spettro di tolleranza e ciascuno fornisce pertanto un *valore ambientale minimo* al di sotto del quale non potrebbe essersi prodotto così come ogni organismo fossile ha un suo *valore paleoecologico minimo* al di sotto del quale non avrebbe potuto vivere.

L'insieme delle informazioni, alla luce del *criterio del minimo ambientale,* fornisce perciò un quadro ragionevolmente accettabile e interpretabile oggettivamente.

2. Facies littorali attuali.

Ci si riferisce naturalmente agli ambienti delle regioni indicate precedentemente come *modelli operativi ambientali.*

In linea generale le aree littorali (intercotidali) della Florida meridionale e delle Bahamas sono di due tipi: superfici rocciose e superfici fangose e/o sabbiose.

Nel primo caso affiorano di regola rocce calcaree pleistoceniche (nella Florida ad es. *Key Largo Formation,* costituita prevalentemente da calcareniti e scogliere coralline, e *Miami Oolite,* calcareniti prevalentemente oolitiche), che sono il residuo di una superficie emersa e carsificata prima della attuale fase trasgressiva che è iniziata circa 5.000 anni or sono.

Le superfici non indurite affioranti durante la bassa marea (sedimenti attuali) sono costituite da fanghi calcarei e sabbie bioclastiche intercalati e/o contemporaneamente presenti.

a) *Le superfici rocciose* costituiscono fasce di ridotta larghezza di cui tipici esempi si possono osservare sul lato esterno dei Keys

della Florida e sono prevalenti laddove c'è maggiore energia meccanica ambientale (fig. 1 e Tav. 2, fig. 1).



Fig. 1. — Florida meridionale, sponda sud del Middle Spanish Harbor Key, 50 km circa ad est di Key West. Superficie littorale costituita dalle biolititi a coralli della *Key Largo Form.*, ricoperta a luoghi da croste stromatolitiche. Nelle piccole cavità parzialmente sommerse vi sono accumuli di gasteropodi turricolati (in nero nella parte inferiore della figura). Sul fondo un gruppo di mangrovie rosse (*Rhizophora mangle*). Un particolare di questa figura è nella tav. II, fig. 1. 15 gennaio 1966, inizio dell'alta marea (foto dell'A.).

La topografia è piatta nel complesso, ma accidentata da innumerevoli piccole depressioni ciascuna delle quali può conservare un certo volume d'acqua durante la bassa marea. Si forma così una serie di minuscole nicchie ecologiche in cui abbondano le alghe (prevalentemente cianoficee, feoficee e cloroficee), i molluschi con popolazioni oligotipiche di gasteropodi turriculati (tra cui *Batillaria minima*, *Cherithidea scalariformis*, *Truncatella* ecc.), e i foraminiferi

(peneroplidi), unitamente a minuto detrito bioclastico formato talora esclusivamente da frammenti di rodoficee (fig. 1; Tav. II, fig. 1).

Strutture stromatolitiche viventi o già completamente indurite si rinvengono sparse o addensate su queste superfici e sono formate



Fig. 2. — Florida meridionale. Seven Miles Bridge, lungo la U.S. n. 1. Canali di marea che mettono in comunicazione la Florida Bay (a sinistra della figura) con l'area di retroscogliera compresa tra i Keys e le scogliere stesse e virtualmente iniziante a sud del ponte (in alto a destra nella figura). I *canali* sono in grigio scuro nella figura a causa della maggiore turbolenza delle acque rispetto alle aree circostanti più chiare (sabbie) che in parte possono emergere durante la bassa marea. Veduta aerea da nord (foto dell'A.).

da gruppi di lamine di spessore variabile tra pochi mm. e pochi cm. blandamente ondulate o talora costituenti piccole strutture domiformi arealmente poco addensate, del tipo LLH-S (Logan e Al., 1964).

A volte queste strutture sono rotte per cause fisiche (disseccamento, uragani, tempeste durante le maree equinoziali ecc.) e/oppure organiche (ad opera dei pneumatofori della mangrovia nera, *Avicennia nitida*), e formano accumuli di brecce a frammenti piatti e più o meno spigolosi.

Vi sono talora cavità da dissoluzione e cavità intrabiolititiche (nei coralli pleistocenici) più o meno allargate per soluzione o

meccanicamente e non ancora completamente riempite. Il passaggio alle aree emerse (Keys) è piuttosto brusco.

b) *Le superfici non indurite* invece possono costituire fasce molto più larghe e più irregolari nella loro distribuzione areale. Se ne possono osservare sia in Florida (ad es. sul lato occidentale della *Florida Bay*, Tav. I, fig. 2), che nelle Bahamas. Di norma sono attraversate da canali di marea (fig. 2).

I sedimenti sono variabili nella loro granulometria e sono formati da fango microcristallino, granuli bioclastici e altri granuli microcristallini (condroidi, botroidi), (per i criteri seguiti nella classificazione dei carbonati si veda D'Argenio, 1966c).

Il passaggio alle aree emerse, quando esiste, si realizza molto gradualmente attraverso piatte superfici sopralittorali di cui le aree littorali possiedono alcuni caratteri.

Le stromatoliti sono presenti insieme ad oncoliti e sovente vi sono anche superfici poligonali disseccate con formazione di brecce di disseccamento. Gli organismi sono relativamente diffusi (alghe, foraminiferi, artropodi ecc.) e a volte sono in minuti frammenti (particolarmente abbondanti i frammenti di rodoficee).

3. Facies littorali antiche.

Ci sembra utile, per evitare equivoci, precisare cosa intendiamo per *ambiente littorale* quando ci riferiamo alla *evidenza geologica* di questi ambienti.

Barrell (1906 pag. 327) definisce come *zona littorale* in senso stretto quella fascia limitata verso terra dalla linea a cui giunge la media delle massime alte maree mensili e, verso mare, dalla linea che segna la media delle minime basse maree mensili. Questo significa che la parte più interna della zona littorale sarà normalmente inondata dal mare solo ogni due settimane, mentre tempeste o maree eccezionali possono inondare zone ancora più interne ad intervalli diversi.

Ora è chiaro che mentre possediamo quasi tutti gli elementi oggettivi primarî che ci consentono di individuare con buona approssimazione gli ambienti littorali attuali (in questo caso la discussione potrà vertere su questioni di nomenclatura o di interpretazione dei dati) non altrettanto può dirsi per quelli « fossili ».

In questo caso noi disponiamo non di dati oggettivi primarî

(processi in atto, parametri fisici e chimici, ecc.) ma di dati derivati dalla osservazione delle *conseguenze* di quei fenomeni. La discussione verterà pertanto sulla interpretazione dei *fenomeni conseguenti ai processi* (sedimentarî o biologici che siano).

Da ciò discende che possiamo individuare gli ambienti di sedimentazione fossili solo con un grado di approssimazione di ordine inferiore.

Come risulta dalle tabelle I e III, non siamo in grado di *isolare* processi esclusivi dell'ambiente littorale quali sono quelli di cui ci si serve per la definizione dell'ambiente stesso (cioè come fascia intercotidale). Pertanto quelle che noi riconosciamo come *facies littorali* hanno avuto origine in un ambiente che col più alto grado di probabilità ha coinciso con un ambiente littorale e che in parte più o meno grande *ha potuto coincidere* con ambienti sopralittorali e sublittorali (1).

È molto importante chiarire questo concetto dal momento che biofacies e litofacies in alcuni ambienti littorali e sublittorali quasi in null'altro differiscono tra loro se non nella presenza di strutture da disseccamento, di stromatoliti ed eventualmente di altri elementi accessori quali faune oligotipiche o cavità da soluzione pene-contemporanea di gusci aragonitici. Perciò parte più o meno grande dei sedimenti costituenti, ad esempio, uno strato, in cui ritroviamo concentrati molti elementi indicanti un ambiente di tipo littorale, può essersi sedimentata in ambiente sublittorale. Infatti le cavità da disseccamento che si sono prodotte successivamente in ambiente littorale si spingono anche nei sedimenti sublittorali sottostanti.

Questo significa che le caratteristiche che individuano l'ambiente littorale non sono da intendersi sempre come le condizioni abituali di deposizione dei sedimenti carbonatici mesozoici studiati, ma come condizioni verificatesi una o più volte (in un certo periodo di tempo di variabile lunghezza) *durante* la loro sedimentazione.

Ora quando quegli elementi i quali si sono indicati e si discuteranno come caratteristici delle facies littorali noi li ritroviamo localizzati paleogeograficamente, oltre che stratigraficamente, in rocce sedimentarie, possiamo (con la accezione anzidetta) definire queste ultime *di facies littorale.*

---

(1) Queste tabelle hanno un valore indicativo e non assoluto. La loro costruzione si basa in parte su quanto si può desumere dalla letteratura, in parte da ciò che si è avuto modo di osservare o di studiare personalmente.

È solo negli ultimi anni che molti autori hanno dedicato la loro attenzione alle caratteristiche complessive delle facies littorali antiche in sedimenti carbonatici documentandole con lo studio delle strutture sedimentarie e col concorso di altri dati (Fischer, 1965; Laporte, 1964; Wolf, 1966 ecc.); nelle facies carbonatiche di piattaforma infatti viene meno sovente uno dei criteri fondamentali per la loro identificazione: la evidenza geologica di terre emerse al cui margine ubicarle. La pseudo-concordanza, la scarsa possibilità di definire concretamente la entità delle lacune e la uniformità verticale delle facies rendono sovente difficile identificare le aree emergenti sulla base dei soli dati stratigrafici. A ciò si aggiunga che molto spesso nelle facies di piattaforma le aree littorali non sono in diretto contatto con le terre emerse e comunque non ne costituiscono necessariamente i margini, potendosi ritrovare anche ad una certa distanza da quelle.

Le ricerche di Fischer e di Wolf, tra gli altri, offrono un quadro interessante e promettente.

Fra i molti criteri usati o suggeriti due sembrano essere quelli più utili: (*a*) genesi e riempimento di cavità secondarie e (*b*) presenza di stromatoliti. In questo lavoro noi ci occuperemo particolarmente del primo.

Sulla base dei lavori dei predetti autori e delle ricerche condotte su materiali provenienti dall'Appennino meridionale e centrale si darà un quadro dei criteri usati per l'analisi delle facies littorali e dei risultati conseguiti, che verranno poi discussi organicamente nella terza parte di questo lavoro.

TAVOLA I.

Fig. 1. — Florida meridionale, Sugarloaf Key, 30 km circa ad est di Key West Piccola laguna (circa 800 × 300 metri) circondata da mangrovie sul lato sud orientale dell'isola. Le aree chiare nella parte inferiore della figura sono ricoperte da sedimenti sopralittorali. Il passaggio tra le aree sublittorali e quelle lagunari avviene tramite sedimenti sopralittorali inondati solo poche volte all'anno. Mancano nella figura aree littorali che compaiono tuttavia a poche centinaia di metri. La Florida Bay resta a sinistra (ovest) del Key, la retroscogliera è situata invece a destra (est), (foto dell'A.).

Fig. 2. — Florida Bay. Un banco sabbioso emergente durante la bassa marea, 4 km a sud di Flamingo (Everglades National Park). Sul fondo a destra altri banchi littorali coperti da mangrovie (foto dell'A.).



Fig. 1.



Fig. 2.

TAVOLA II.

Fig. 1. — Florida meridionale. Sponda sud di Middle Spanish Harbor Key, 50 km circa ad est di Key West. Superficie littorale costituita dalle biolititi a coralli della Key Largo Formation. Particolare della figura 1 del testo durante la bassa marea mostrante le cavità con gli accumuli di piccoli gasteropodi turricolati, (foto dell'A.).

Fig. 2. — Florida meridionale, Sugarloaf Key, 30 km circa ad est di Key West, lato interno dell'isola. Superfici disseccate al limite tra l'area littorale e quella sopralittorale. Ai bordi dell'area figurata piccole mangrovie nere (*Avicennia nitida*), (foto dell'A.).

Fig. 3. — Florida meridionale, Lower Matecumbe Key, 100 km circa a sud ovest di Miami, sponda sud dell'isola. Grandi cavità di disseccamento prismatiche in area sopralittorale. Le dimensioni sono indicate dalla matita (foto dell'A.).



Fig. 1.





Figg. 2 (in alto) e 3.

TABELLA I

FREQUENZA		AREE SUBLITTORALI	AREE LITTORALI	AREE SOPRALITTORALI
STROMATOLITI		poco frequenti → molto frequenti	molto frequenti	molto frequenti → frequenti → poco frequenti
FAUNE OLIGOTIPICHE		frequenti	molto frequenti	poco frequenti
STRUTTURE DI DISSECCAMENTO	CAVITA' CONDROMORFE		molto frequenti	molto frequenti → frequenti
	CAVITA' TRAPEZOMORFE		frequenti → molto frequenti	molto frequenti → frequenti
	CAVITA' PRISMATICHE INTERNE		frequenti → molto frequenti	molto frequenti
	CAVITA' PRISMATICHE ESTERNE		frequenti → molto frequenti	molto frequenti
DISSOLUZIONE DELLA ARAGONITE DEI GUSCI DEI MOLLUSCHI			poco frequenti → molto frequenti	molto frequenti
LITIFICAZIONE DEI SEDIMENTI CARBONATICI			poco frequenti → frequenti	frequenti → molto frequenti
FORI DI MOLLUSCHI LITOFAGI		poco frequenti → molto frequenti	molto frequenti	molto frequenti → poco frequenti

MOLTO FREQUENTI — FREQUENTI — POCO FREQUENTI

II.

1. Strutture vacuolari.

Durante i processi litogenetici che trasformano un sedimento in roccia calcarea si formano una serie di cavità, ciascuna delle quali ha un suo significato genetico. Unitamente al riempimento che di solito le occlude esse permettono di individuare, con minore o maggiore precisione, il momento in cui si sono formate o in cui si sono riempite e le modalità *parageneticlie* della occlusione. Ciò è molto importante ai fini della ricostruzione dell'ambiente sedimentario e diagenetico. La breve rassegna che segue non pretende di essere completa, ma vuole dare un'idea della complessa natura degli spazi vuoti che si formano nei sedimenti prima, durante e dopo la loro diagenesi.

Rispetto alle modalità con cui avvengono i processi sedimentari e diagenetici possiamo distinguere tra cavità primarie e cavità secondarie.

La presenza e la abbondanza di cavità in un sedimento costituiscono la sua *porosità*, che ovviamente può variare nel tempo e nello spazio aumentando o diminuendo rispetto alla porosità iniziale (*porosità primaria*), (per una breve rassegna dei problemi relativi alla porosità nella cementazione si veda Bosellini, 1964).

Rispetto ai tempi dei processi sedimentari possiamo distinguere tra cavità pre-, sin- e post-deposizionali (tabella II), (2).

A) Cavità predeposizionali.

(1) *Cavità intragranulari primarie.* — Sono le cavità presenti nei granuli (normalmente nei gusci, integri o rotti) prima ancora della loro deposizione.

B) Cavità sindeposizionali.

(1) *Cavità intrabiolititiche.* — Sono le cavità primarie delle costruzioni bioermali o biostromali. Queste cavità sovente vengono allargate per dissoluzione e/o meccanicamente. Va notato però che molte tra le cavità intrabiolititiche delle stromatoliti, presumibilmente, sono secondarie (disseccamento, soluzione ecc.).

(2) *Cavità intergranulari.* — Sono cavità primarie tra i granuli. Un caso particolare è dato dalle

---

(2) Anche questa tabella ha un valore indicativo. Certamente altre suddivisioni sono possibili in base a differenti criteri.

(3) *Cavità subgranulari* (*beneath umbrellas* in Wolf, 1965), che sono di dimensioni maggiori delle altre cavità intergranulari, perchè si formano al riparo di un granulo più grande (spesso un frammento organico o un intero guscio).

(4) *Cavità interbiolitiche* (Wolf, 1965) che si formano tra due biolititi adiacenti, soprattutto se queste strapiombano, saldandosi poi tra loro.

C) Cavità postdeposizionali connesse con organismi.

Tra le cavità post-deposizionali possiamo distinguere vari gruppi.

Il primo è dovuto all'azione diretta o indiretta degli organismi.

(1) *Cavità intragranulari di organismi perforanti.* — Sono le cavità scavate dalla azione di alcuni organismi (anellidi, spugne) soprattutto nei gusci dei molluschi o dei brachiopodi, nei coralli ecc. (ad es. fori di *Cliona*).

(2) *Cavità intragranulari di alghe perforanti.* — Sono scavate soprattutto dalle cianoficee, ma anche da alcune cloroficee. Si sono tenute separate dalle precedenti per le loro dimensioni minori, per la grande importanza che hanno nella diagenesi dei gusci e per l'azione di attacco che esercitano sulle strutture cristalline trasformandole in materiale micritico.

(3) *Cavità residue di organismi limivori o scavatori.*

(4) *Cavità da decomposizione di organismi.*

Residuo dello spazio occupato dagli animali molli o da organismi vegetali, dopo la loro decomposizione.

(5) *Cavità da bolle di gas ascendente.*

Sono sovente legate alle precedenti. I gas si sviluppano per la putrefazione delle sostanze organiche.

(6) *Cavità di litofagi.*

D) Cavità postdeposizionali dovute a fenomeni chimici e/o fisici.

(1) *Cavità intercristalline.*

Si formano per fenomeni di ricristallizzazione e/o soluzione.

(2) *Cavità di fessure da costipamento.*

Sovente sovrappongono il loro effetto a cause che hanno agito precedentemente, deformando cavità preesistenti.

(3) *Cavità da correnti d'acqua e/o di gas ascendenti.*

Sono anche esse effetto del costipamento (Quirke, 1930).

(4) *Cavità da disseccamento condromorfe* (*shrinkage pores in* Fischer, 1965). Effetto di processi di disseccamento da esposizione.

(5) *Cavità da disseccamento trapezomorfe* (*sheet craks* in Fischer, 1965), hanno la stessa genesi delle precedenti ma forma diversa. (Per una descrizione dettagliata si veda appresso).

(6) *Cavità da disseccamento prismatiche interne ed esterne.* — (*prism cracks* in Fischer, 1965). — Sono, in parte, le note fessure da disseccamento che isolano masse poligonali prismatiche di sedimento (Tav. II, figg. 2 e 3).

E) Cavità postdeposizionali delle fasi diagenetiche tardive o delle fasi epigenetiche.

Costituiscono un gruppo a parte di cui non ci si occupa in questa sede. Le loro dimensioni inoltre possono essere, come ordine di grandezza, notevolmente maggiori delle precedenti. Ciascun tipo inoltre si presta ad ulteriori suddivisioni. Ne ricordiamo alcune:

(1) *Cavità di soluzione carsico-marina.*

(2) *Cavità di frattura.*

(3) *Cavità di faglia.*

(4) *Cavità carsiche.*

2. Cavità di disseccamento.

Esaminiamo ora la distribuzione e la diffusione di queste cavità nelle aree sublittorali, littorali, sopralittorali e sulle terre emerse (Tabella III) così, come si possono direttamente osservare nelle aree attuali di sedimentazione o indirettamente dedurre dallo studio di sedimenti antichi il cui ambiente di sedimentazione del tutto o in parte risulta noto per altra via.

Noteremo come un gruppo di cavità in particolare risulta confinato preferenzialmente nelle aree littorali (e in parte in quelle sopralittorali) mentre vi sono altri tipi di cavità che sono esclusivi o prevalenti nelle facies non littorali.

Il primo gruppo, che è sostanzialmente formato da cavità da disseccamento (Tabella III), merita pertanto un esame più dettagliato.

Di notevole importanza a questo riguardo è il lavoro di Fischer (1965). L'autore, nell'analisi dei ciclotemi del Trias superiore delle Alpi calcaree settentrionali (*Dachstein*), individua tre principali tipi di cavità che egli attribuisce a disseccamento per emersione.

Prima però di analizzare le cavità da disseccamento distinguibili nei sedimenti mesozoici della piattaforma carbonatica (con particolare riguardo all'Appennino meridionale) sarà bene osservare più da vicino, attraverso un esempio concreto, la complessità del fenomeno.

Perciò ci serviremo di un fortunato ritrovamento di indubitabili strutture poligonali dovute a disseccamento che ci permetterà di osservare, riuniti insieme, i varî tipi di strutture da disseccamento che si illustreranno.

3. Cavità da disseccamento composte.

Alcuni anni fa si sono descritte delle superfici disseccate rinvenute a tetto delle bauxiti nel Matese orientale (D'Argenio, 1962). Queste superfici sono divise da fessure che si spingono fino a 2-3 cm.



Fig. 3. — Matese orientale, Regia Piana, miniere di bauxite abbandonate. Sezione trasversale di un poligono di disseccamento con cavità di disseccamento interne riempite da calcite spatica in più generazioni e da fango microcristallino. Per maggiori dettagli si veda il testo e le figure 5, 6, 7 e 8.
Positivo da sezione sottile, 5 × circa.

nel corpo dello strato delimitando dei poligoni quasi perfettamente esagonali o pentagonali, a profilo piano-convesso (fig. 4).

In sezione questi poligoni mostrano tutta una serie di piccole cavità (fig. 3) che erano state già allora correttamente interpretate come dovute alla disidratazione dei sedimenti per esposizione subarea (D'Argenio, 1962, pag. 95).

Di grande interesse risulta l'esame di dettaglio della genesi di questi vacui e della paragenesi del loro riempimento. (Il termine *paragenesi* è usato in senso improprio (Wolf, 1965) per comodità di esposizione, e con esso si intende indicare il succedersi dei fenomeni chimici e fisici che portano alla occlusione della cavità). Si

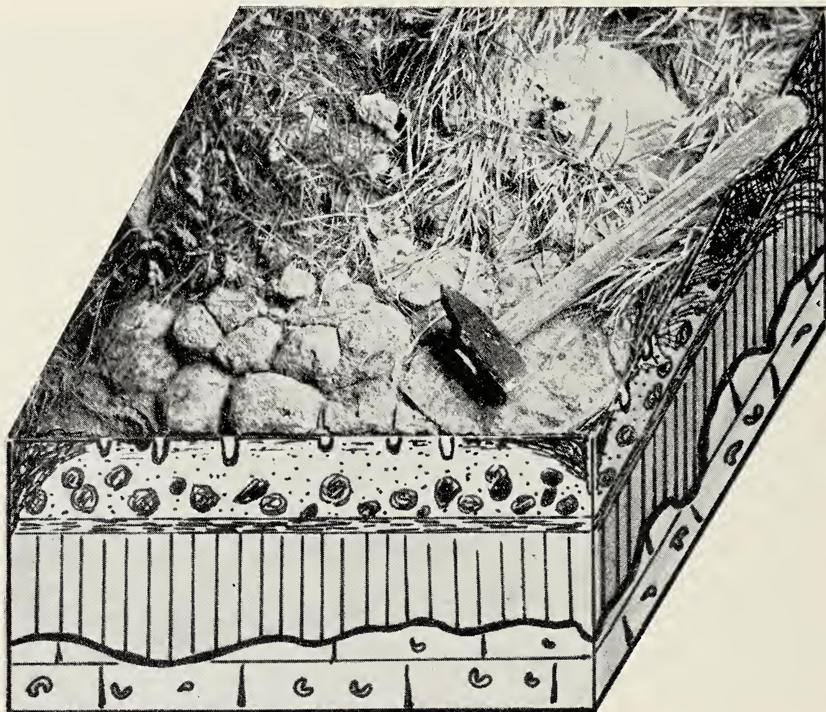


Fig. 4. — Matese orientale, Regia Piana, miniere di bauxite abbandonate. Superficie disseccata a tetto delle bauxiti. Sono indicati schematicamente i rapporti dello strato, sulla cui faccia superiore vi sono le cavità prismatiche di disseccamento, con le bauxiti (tratteggio verticale) e l'appoggio di queste ultime sul Cretacico inferiore a diceratidi, tramite una superficie di erosione. Il martello è lungo circa 50 cm.

possono riconoscere infatti i seguenti « momenti », ciascuno dei quali ha, cronologicamente e/o logicamente, una sua posizione nella successione dei fenomeni.

1) *Antefatto* (fig. 4). Emersione dei terreni del Cretacico inferiore (Aptiano-Albiano). Carsificazione superficiale dell'area emersa. Arrivo di materiali di tipo bauxitico che formano un livello di

variabile spessore (da 0 a 2-3 metri). Su questo livello poggia uno strato di conglomerati puddingoidi che verso l'alto passano a calcareniti in cui i granuli raggiungono dimensioni massime di 1 mm. Quale sia l'ambiente di sedimentazione della frazione conglomeratica non è stato accertato con sicurezza. I primi sedimenti fossiliferi sovrapposti a questo strato indicano il Senoniano.

2) La genesi delle cavità interne inizia prima ancora che si formino le fessure esterne delimitanti i poligoni per una progressiva

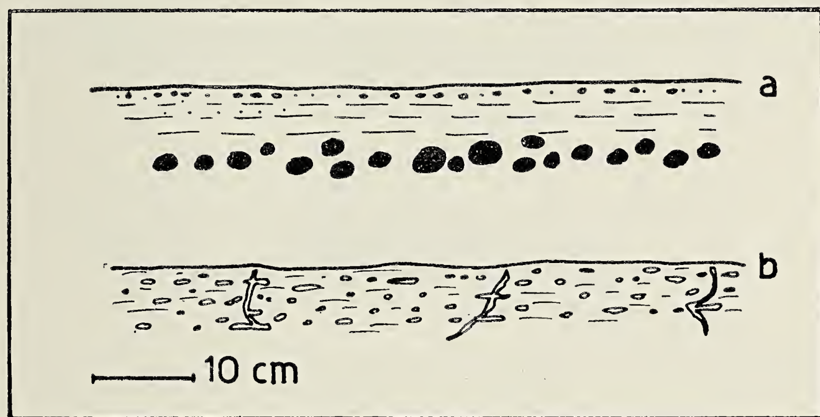


Fig. 5. — Schizzo per mostrare la genesi delle cavità di disseccamento. Per dettagli si veda il testo (numeri 3, 4 e 5). La scala si riferisce solo alle dimensioni dei poligoni visti in sezione. In questa come nelle successive tre figure le cavità sono ingrandite rispetto al profilo dei poligoni stessi.

disidratazione del sedimento, dovuta alla sua emersione e alla evaporazione dell'acqua in cui s'era deposto.

3) Cominciano a comparire numerose piccole cavità che hanno forma subsferica e/o tubulare disposte su piani subparalleli alla stratificazione, isolate o riunite in rosarî del diametro di 0,1-0,2 mm. (*cavità condromorfe*), (fig. 5a).

4) Successivamente (o contemporaneamente?) questi vacui si fondono in cavità planiformi, dell'altezza di 0,08-0,10 mm. (*cavità trapezomorfe*), (fig. 5b).

5) Queste cavità sono attraversate da fessure ad esse subperpendicolari che le mettono in comunicazione tra loro (*cavità prismatiche interne*), (fig. 5b).

6) Tutti i tipi di cavità precedenti possono venire ulteriormente

allargati assumendo dimensioni maggiori; la loro altezza può anche raggiungere il millimetro. Ciò è provato dal sollevamento e dalla deformazione dei piani sui quali giacciono le più numerose cavità di cui al precedente numero 3.

7) Contemporaneamente (o successivamente?) le deformazioni si accentuano ai margini delle masse prismatiche dove le cavità d'ogni forma si sfrangiano e si congiungono (fig. 6a).

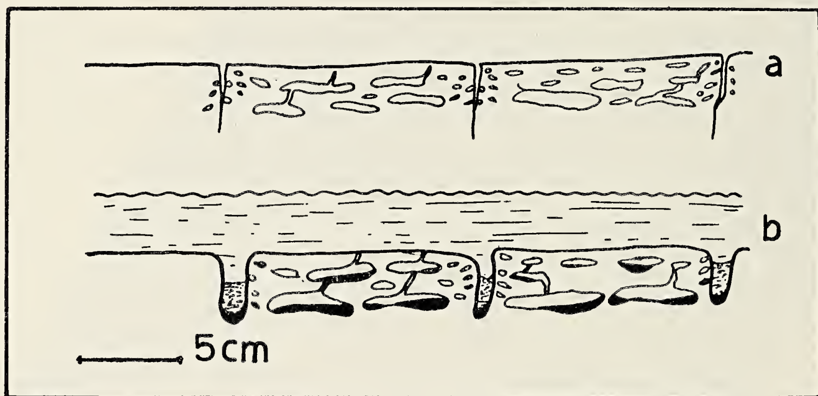


Fig. 6. — Schizzo per mostrare la genesi e l'inizio del riempimento delle cavità di disseccamento: *a*) comparsa delle cavità prismatiche interne e *b*) inondazione effimera della superficie disseccata (la linea ondulata indica il livello dell'acqua). In nero è indicato il riempimento microcristallino misto a materiali argilloso-bauxitici rossi. Per dettaglio si veda il testo (numeri 6, 7, 8 e 9). La scala si riferisce al profilo dei soli poligoni.

8) È da ritenere che a questo punto, raggiungendo il disseccamento la sua massima intensità, si formino le larghe fessure esterne che separano tra loro i poligoni (*cavità prismatiche esterne*), (figg. 4 e 6a).

9) Dopo il disseccamento la superficie disidratata viene di nuovo inondata da acque torbide che trasportano in sospensione materiali detritici molto fini (fig. 6b).

10) Le acque torbide penetrano nelle cavità interne prodotte dal disseccamento trasportandovi dall'alto, ma soprattutto dai lati, fango microcristallino con impurità argillose rosse e finissimo materiale bauxitico (?) che riempie solo parzialmente le cavità. Al riempimento (che chiameremo « meccanico » per distinguerlo da

	CAVITA' SECONDARIE				
	STADIO POST-DEPOSIZIONALE				
	FASE DIAGENETICA			FASE EPIGENETICA	
	PRECOCE		TARDIVA	PRECOCE	TARDIVA
.	PRE CEMENT.NE	SIN CEMENT.NE	POST CEMENTAZIONE		
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					
CA					

NE

LA LORO GENESI NON RICHIEDE NECESSARIAMENTE EMERSIONE

EMER =

)

TIPI DI CAVITA'	CAVITA' PRIMARIE		CAVITA' SECONDARIE				
			STADIO POST-DEPOSIZIONALE				
			FASE DIAGENETICA			FASE EPIGENETICA	
			PRECOCE		TARDIVA	PRECOCE	TARDIVA
	STADIO PRE DEPOSIZIONALE	STADIO SIN DEPOSIZIONALE	PRE CEMENT.NE	SIN CEMENT.NE	POST CEMENTAZIONE		
CAVITA' INTRAGRANULARI PRIMARIE							
CAVITA' INTRABIOLITITICHE							
CAVITA' INTERGRANULARI							
CAVITA' SUBGRANULARI							
CAVITA' INTERBIOLITITICHE							
CAVITA' INTRAGRANULARI DI ORGANISMI MARINI PERFORANTI (ESCLUSE LE ALGHE)							
CAVITA' INTRAGRANULARI DI ALGHE PERFORANTI							
CAVITA' RESIDUE DI LIMIVORI							
CAVITA' DA DECOMPOSIZIONE DI ORGANISMI MOLLI							
CAVITA' DA BOLLE DI GAS							
CAVITA' DA DISSOLUZIONE DI GUSCI (MOLLUSCHI, BRACHIOPODI)							
CAVITA' INTERCRISTALLINE							
CAVITA' DA FESSURE DI COSTIPAMENTO							
CAVITA' DA CORRENTI DI ACQUA e/o DI GAS ASCENDENTI							
CAVITA' DI DISSECCAMENTO CONDROMORFE							
CAVITA' DI DISSECCAMENTO TRAPEZOMORFE							
CAVITA' DI DISSECCAMENTO PRISMATICHE INTERNE ED ESTERNE							
CAVITA' DI LITOFAGI IN SEDIMENTI CONSOLIDATI							
CAVITA' DI SOLUZIONE CARSICO-MARINA							
CAVITA' DI FRATTURA							
CAVITA' DI FAGLIA							
CAVITA' CARSICHE							
CAVITA' DEL CARSISMO PROFONDO							

PERIODO DURANTE IL QUALE SI FORMANO E RIMANGONO BEANTI - LA LORO GENESI NON RICHIEDE EMERSIONE.

LA LORO GENESI RICHIEDE EMERSIONE PIU' O MENO PROLUNGATA (≈~ INDICA LA DURATA DELLA EMERSIONE COME ORDINE DI GRANDEZZA)

LA LORO GENESI NON RICHIEDE NECESSARIAMENTE EMERSIONE

CAVITA'
CAVITA'
CAVITA'
CAVITA'
CAVITA'
CAVITA'
CAVITA'
CAVITA'
CAVITA'
CAVITA
CAVITA
CAVITA'
CAVITA'
CAVITA
CAVITA
CAVITA
CAVITA'
CAVITA
CAVITA
CAVITA
CAVITA
CAVITA
CAVITA'

FACIES	FACIES MARINE	FACIES DI TRANSIZIONE		FACIES CONTINENTALI	
TIPI DI CAVITA'	AREE SUBLITTORALI	AREE LITTORALI	AREE SOPRALITTORALI	TERRE EMERSE	TERRE EMERSE E SOLLEVATE
CAVITA' INTRAGRANULARI PRIMARIE	———	- - -			
CAVITA' INTRABIOLITITICHE	———	——— - - -			
CAVITA' INTERGRANULARI	———	- - -			
CAVITA' SUBGRANULARI	———	- - -			
CAVITA' INTERBIOLITITICHE	——— - - -	- - -			
CAVITA' INTRAGRANULARI DI ORGANISMI MARINI PERFORANTI (ESCUSE LE ALGHE)	———	- - -			
CAVITA' INTRAGRANULARI DI ALGHE PERFORANTI	———	——— - - -	- - -	- - -	- - -
CAVITA' RESIDUE DI LIMIVORI	———	- - -			
CAVITA' DA DECOMPOSIZIONE DI ORGANISMI MOLLI	———	———	——— - - -	———	———
CAVITA' DA BOLLE DI GAS	———	——— - - -	- - -		
CAVITA' DA DISSOLUZIONE DI GUSCI (MOLLUSCHI, BRACHIOPODI)	——— ≈≈≈	———≈≈≈	———≈≈≈ - - -	- - -	- - -
CAVITA' INTERCRISTALLINE	———	——— - - -	- - -		
CAVITA' DA FESSURE DI COSTIPAMENTO	———≈≈≈	———≈≈≈ - - -	- - -		
CAVITA' DA CORRENTI DI ACQUA e/o DI GAS ASCENDENTI	———	——— - - -	- - -		
CAVITA' DI DISSECCAMENTO CONDROMORFE		———	——— - - -		
CAVITA' DI DISSECCAMENTO TRAPEZOMORFE		———≈≈≈	———≈≈≈ - - -		
CAVITA' DI DISSECCAMENTO PRISMATICHE INTERNE ED ESTERNE		- - - ———	———	——— - - -	
CAVITA' DI LITOFAGI IN SEDIMENTI CONSOLIDATI		———	- - -		
CAVITA' DI SOLUZIONE CARSICO-MARINA	- - -	——— - - -	- - -		
CAVITA' DI FRATTURA	- - -	- - -	- - - ———	———	———
CAVITA' DI FAGLIA	- - -	- - -	- - -	- - - ———	———
CAVITA' CARSICHE				———	———
CAVITA' DEL CARSISMO PROFONDO					———

——— AREE DI MAGGIORE FREQUENZA ED EVIDENZA

- - - - - AREE DI MINORE FREQUENZA ED EVIDENZA

———≈≈≈ CON FAUNE INTERSTIZIALI AD OSTRACODI

quello « chimico » successivo) si accompagnano rare valve d'ostracodi fluitate dall'esterno.

11) Dopo la decantazione della sospensione (o dopo un ulteriore essiccamento seguito da inondazione con acque più limpide) si forma un velo di cristalli subedrali di calcite torbida che tapezzano tutte le cavità residue e si sovrappongono al primo riempimento « meccanico » descritto al numero 10 (*calcite radiassale*, Bathurst, 1959; Fischer, 1965), (fig. 7).

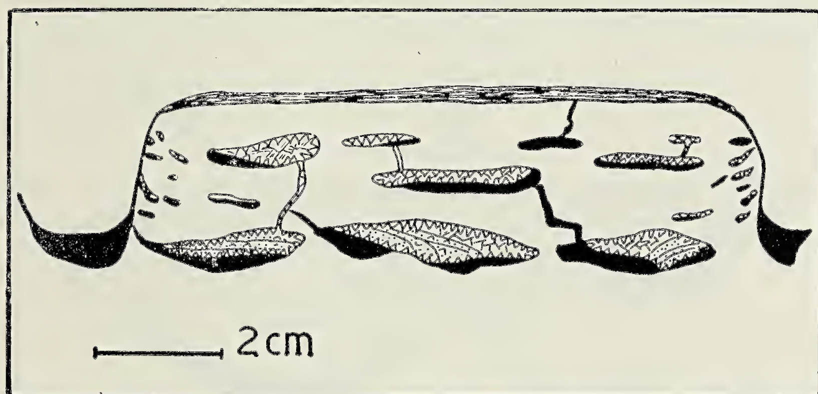


Fig. 7. — Schizzo per mostrare le modalità del riempimento delle cavità di disseccamento. Nella figura è rapresentato un solo poligono visto in sezione. Anche qui la scala si riferisce al profilo del poligono e non alle dimensioni delle cavità che sono ingrandite molte volte per potervi schematicamente rappresentare la successione dei fenomeni descritti nel testo (si vedano i numeri 10, 11, 12 e 13). In nero è indicato il riempimento di fango microcristallino misto a impurità argilloso-bauxitiche rosse.

12) Si succedono a questo punto una serie di oscillazioni nella massa d'acqua ricoprente la superficie disseccata, con altre disidratazioni. Infatti al primo velo di cristalli di calcite torbida si sovrappongono piccole masserelle di micrite grigia che nelle cavità residue più grandi contengono ostracodi costituenti con tutta probabilità delle faune interstiziali (fig. 7).

13) Molte cavità risultano a questo punto riempite completamente. Altre sono riempite successivamente con un mosaico ipidiotopico (Friedman, 1965) di calcite più limpida (fig. 7).

14) Qualche *cavità trapezomorfa* di maggiori dimensioni risulta però ancora libera e in essa il fango microcristallino introdottovisi

(si veda il precedente n. 12) è sottoposto ad ulteriore disseccamento; ciò appare evidente osservandone le caratteristiche. Le masserelle di micrite semi-occludenti si presentano sotto forma di microscopici *delta* costituiti da granuletti talvolta disposti in sottili lamine micritiche che hanno riempito parzialmente la cavità avanzando dalla loro periferia (la quale si spinge fin quasi ai limiti del poligono) verso il centro. In questo *microdelta* si aprono alcune *cavità condromorfe* la cui genesi è posteriore a quella delle lamine che ne risultano deformate (fig. 8).

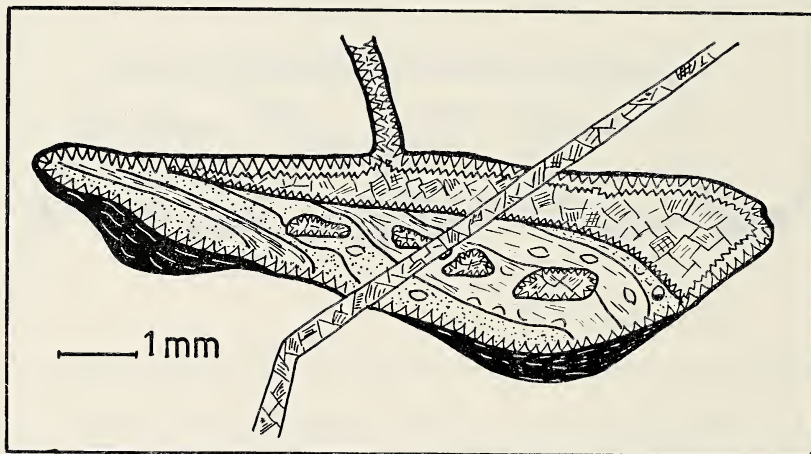


Fig. 8. — Schizzo delle modalità del riempimento di una cavità di disseccamento interna di maggiori dimensioni. La scala si riferisce alla lunghezza della cavità, l'altezza di questa è leggermente aumentata. Per i particolari si veda il testo (numeri da 14 a 18).

15) In queste ultime cavità si deposita di nuovo una prima generazione di calcite radiassale torbida (analoga a quella descritta al numero 11), (fig. 8).

16) Successivamente la cavità viene definitivamente occlusa con un mosaico calcitico subedrale limpido (analogo a quello descritto al numero 13). Tra quest'ultimo e il precedente mosaico è molto difficile fare normalmente una distinzione, tanto che i mosaici descritti al n. 13 potrebbero anche essersi formati solo successivamente, cioè contemporaneamente a questi, ora descritti. Però è certo che vi sono almeno due generazioni di mosaici limpidi separati in alcune cavità da un velo ocraceo.

17) Oramai le cavità sono tutte occluse con formazione di strutture geopete laddove c'è stata una iniziale deposizione meccanica di sedimento sul fondo. Si formano a questo punto ulteriori cavità che però sono da frattura. La loro genesi può essere dovuta a fattori vari e non individuati. Tra questi tuttavia non va escluso un finale processo di disidratazione che, incontrando oramai una massa litificata, ne ha prodotto la rottura (fig. 8).

18) L'ultimo atto della *paragenesi* è l'occlusione di queste cavità di frattura con calcite subedrale limpida (fig. 8).

Volendo riassumere con una *formula* questo complesso succedersi di eventi (che, in scala spaziale e temporale, è così ridotto geologicamente parlando) si può usare lo schema sintetizzato nella Tabella V, separando con una freccia i fenomeni o i gruppi di fenomeni tra cui è intercorso con certezza un qualunque intervallo di tempo; i numeri romani indicano i tipi di cavità, le lettere i varî fenomeni in ordine di successione:

IB, IIB, IIIB → II, C, IVC → IID → IIE → IIF → II I → IB →
→ IE → I I → II e III M → II e III O.

Se questo è un caso particolarmente evidente e completo non sempre tale successione di fenomeni si possono individuare e non sempre si sono tutti verificati.

Di solito invece un tipo di cavità prevale sulle altre a seconda della durata del disseccamento e/o della granulometria del sedimento o ancora di altre cause che ci sfuggono. Ecco i principali tipi di cavità distinguibili (Tabella IV).

4. Cavità condromorfe.

a) *Forma e dimensioni.* — Sono cavità più o meno irregolari talvolta tubolari, talvolta subsferiche che sono disposte su piani grosso modo paralleli alla stratificazione e appaiono come caratteristici rosarî di granuli spatici sulle testate degli strati marcando una irregolare stratificazione interna. Le dimensioni variano da alcuni decimi di millimetro a qualche millimetro.

Il nome comunemente usato per queste strutture è quello di *birdseyes* nella letteratura geologica di lingua inglese (*dismicrites*, Folk, 1959, 1962; *fenetras*, Tebbut ed Al. in Fischer, 1965).

TABELLA IV

CARATTERI DELLE CAVITA' DA DISSECCAMENTO			NOMENCLATURA						
			Cavità interne			Esterne	Termini equivalenti		
Forma	Ordine di grandezza (*)	Diffusione nell'Appennino meridionale (**)	Orizzontali (Paravacui secondari)		Verticali (Ortovacui secondari)		Termine inglese	Fischer (1965)	Altri termini Italiani
Vacuoli più o meno irregolari, disposti su piani suborizzontali e paralleli alla stratificazione	$h \cong lu \cong$ mm.	Trias sup. (F) Infralias (FF) Lias (R) Dogger-Malm (R) Cretacico (F)	Cavità condromorfe (χονδρός = granulo)				*birdseyes Fenestras* (Tebbut et Al., 1965) *dismicrite*	*shrinkage pores*	vacuoli di dissec.
Cavità lentiformi disposte su piani suborizzontali paralleli o trasversali alla stratificazione	$h \cong$ mm. $lu \cong$ da mm. a cm. (eccez. $h \cong$ cm. e $lu \cong$ dm.)	Trias (F) Infralias (FF) Lias (R) Dogger-Malm (R) Cretacico (F)		Cavità trapezomorfe (τρἄπεζα = piastra, tavola)			*Stromatactis* (?) p.p.	*sheet cracks*	cavità planari di dissec.
Cavità subverticali oblique o perpendicolari alle precedenti, formate da fessure beanti semplici o intersecantisi tra loro	$lu \cong$ mm. a cm. $la \cong$ da mm. a cm.	Trias (F) Infralias (FF) Lias (RR) Dogger-Malm (RR) Cretacico (R)			Cavità prismatiche interne		p.p. *dismicrite* (Folk, 1959)	*internal prism cracks*	fessure di dissec. subvertic. interne
Cavità subverticali aperte verso la superficie, con profilo a V o ad U, e con andamento planimetrico poligonale	$lu \cong$ da mm. a cm. $la \cong$ mm. (eccez. $lu \cong$ da dm. a m. $la \cong$ dm.)	Trias (R) Infralias (F) Lias (—) Dogger-Malm (R) Cretacico (F)				Cavità prismatiche	*mud cracks sun cracks* ecc.	*prism cracks*	impronte di dissec. fessure di dissec.

intensità e/o durata del disseccamento →

(*) h = altezza (cavità orizzontali); lu = lunghezza (cavità orizz. e vert.); la = larghezza (cavità verticali)
(**) FF = molto frequente; F = frequente; R = raro; RR = rarissimo, assente?

Fischer (1965) li definisce *shrinkage pores*, pori o vacuoli da contrazione (per disseccamento).

Non essendovi un termine italiano equivalente e per evitare una traduzione generica che non pare conveniente poichè tali associazioni di vacuoli hanno una ben determinata genesi, si propone il termine di *cavità condromorfe* (χόνδρος = corpuscolo, granello, e χονδρός granuloso, in grani).

b) *Genesi e paragenesi.* — L'origine di queste cavità è dovuta ad una esposizione temporanea del fondo. Vi sono motivi per ritenere questa, al momento, l'unica spiegazione soddisfacente del fenomeno considerato nel suo contesto sedimentologico. Le loro dimensioni, maggiori di quelle dei granuli costituenti il sedimento, fa escludere che siano vacui intergranulari (Fischer, 1965) e il loro passaggio ad altro tipo di cavità di indubbia origine, come nel caso illustrato precedentemente, dimostra che i *vacui condromorfi* sono legati a fenomeni di disseccamento. Il riempimento come s'è visto può essere costituito interamente da fango micritico o a piccoli intraclasti (m_2) o interamente da calcite spatica costituita tipicamente da un primo velo di cristalli euedrali e subedrali (s_1) e da un successivo mosaico di cristalli limpidi subedrali (s_2) che riempiono la cavità. Molto frequenti sono anche i riempimenti misti e alternati dei due termini ricordati (m_2 e $s_1 + s_2$ in Fischer, 1965).

5. Cavità trapezomorfe.

a) *Forma e dimensioni.* — Sono cavità più regolari delle precedenti. Hanno in genere forma lenticolare o tabulare e appaiono sulle testate degli strati come liste di calcite spatica messe in evidenza dalla dissoluzione differenziale. Come le *cavità condromorfe*, giacciono preferenzialmente su piani che sono paralleli alla stratificazione.

La lunghezza di queste cavità è compresa tra i pochi millimetri e parecchi centimetri; l'altezza tra il millimetro o poco meno e 1-4 centimetri (Fischer, 1965 riporta per il Trias superiore delle Alpi Calcaree Settentrionali la presenza di cavità lunghe anche un metro e alte un decimetro).

Il nome proposto da questo autore per tale tipo di cavità è *sheet cracks*. Non esistono equivalenti inglesi all'infuori del termine *stromatactis* usato per cavità di supposta origine organica e comunque solo parzialmente coincidenti, per la loro forma, con queste (Bathurst, 1959; Wolf, 1965). Anche qui onde evitare confusioni.

data la convergenza morfologica con altre cavità geneticamente diverse (ad es. alcune cavità carsiche), si è preferito scartare una traduzione generica, scomoda oltretutto da usarsi. Si propone pertanto il termine *cavità trapezomorfe* (τρᾶπεζα =piastra, tavola) che indica sia la forma della singola cavità che la loro giacitura.

b) *Genesi e paragenesi.* — Ancor più chiara è l'origine per disseccamento di queste cavità. Le loro dimensioni, la deformazione di tipo plastico della tessitura del sedimento in cui si formano e la paragenesi del riempimento non danno adito a dubbi (fig. 9). Inol-

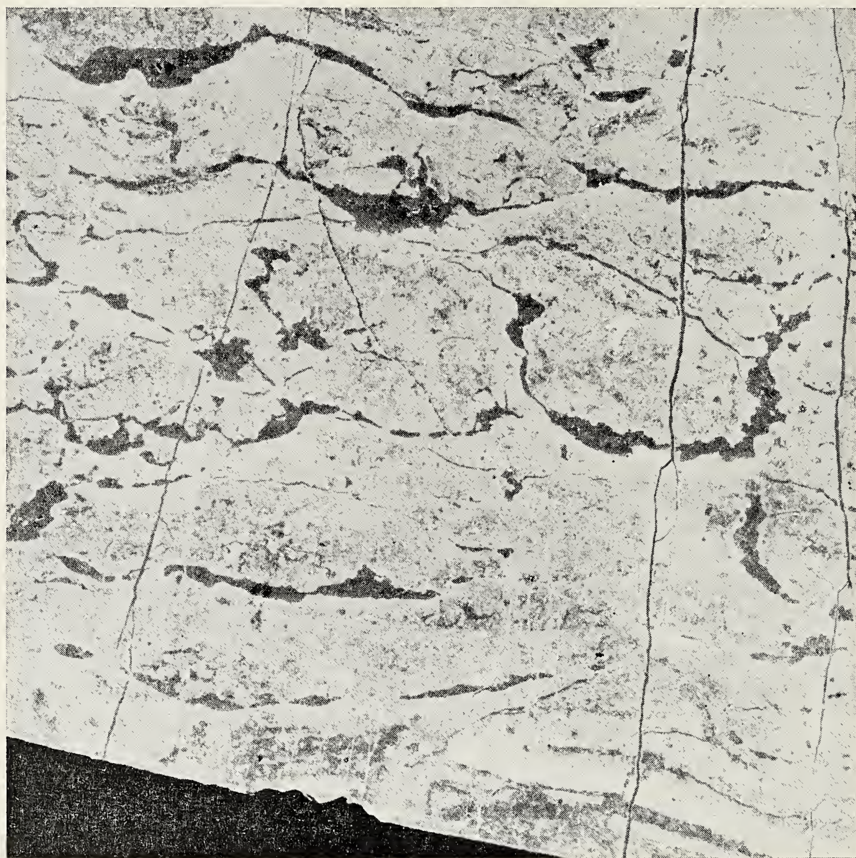


Fig. 9. — Monti di Venafro, Passo dell'Annunziata Lunga, dolomie infraliassiche. Cavità trapezomorfe e più rare cavità prismatiche e condromorfe con riempimento di spatite (in nero nella figura). Si notino le deformazioni plastiche delle lamine.
Negativo direttamente da *peel*. 3× circa.

tre si osservano tutti i termini di passaggio a superfici inequivocabilmente disseccate.

Sovente queste cavità si trovano in gruppi ravvicinati e paralleli in sedimenti normali o in filoni sedimentarî (*tessitura zebrata*, o *zebra limestone* in Fischer, 1965).

Il riempimento di queste cavità è in genere multiplo ed è tanto più complesso quanto più grande è la cavità stessa.

Anche in questo caso i due termini estremi, sedimento introdotto meccanicamente e calcite spatica, si possono alternare in più generazioni o prevalere. Più frequentemente però è la calcite spatica che si presenta in mosaici radiassiali (Bathurst, 1959) caratteristici.

6. Cavità prismatiche.

Queste cavità non hanno bisogno di essere ulteriormente illustrate. Per una rassegna delle precedenti conoscenze si veda D'Argenio (1963, 1964).

Fischer (1965) propone il termine di *prism cracks* o *fessure prismatiche* che possono essere esterne e costituire le note *impronte di disseccamento* o interne (*internal prism cracks*) e rappresentare spesso tratti d'unione fra cavità trapezomorfe o condromorfe sovrapposte. In tal caso le loro dimensioni sono frequentemente dell'ordine dei millimetri o dei centimetri.

Per le loro caratteristiche associazioni in gruppi che, in planimetria, si presentano formanti tra loro angoli da retti ad ottusi i quali separano blocchi prismatici, si è adottato in italiano il termine comprensivo di *cavità prismatiche* in accordo con quanto proposto da Fischer, 1965 (Tav. II, figg. 2 e 3).

III.

1. Distribuzione verticale delle cavità di disseccamento.

L'esame dettagliato delle cavità da disseccamento in tutti i terreni dell'Appennino meridionale che si è avuto la possibilità di studiare sarebbe troppo lungo ed in certo senso fuori luogo in questa prima analisi dell'argomento.

Perciò si descriveranno le cavità più caratteristiche e di maggior significato per la interpretazione ambientale.

2. Trias.

La intensa dolomitizzazione dei sedimenti triassici non impedisce il riconoscimento delle strutture da disseccamento, soprattutto quando sono associate in modo caratteristico. È questa comunque una parte della successione di cui non si possiedono dati molto abbondanti.

Sovente le cavità da disseccamento sono associate con stromatoliti che possono essere sia del tipo *Collenia* (strutture LLH secondo Logan ed Al., 1964) che del tipo *Cryptozoon* (strutture SH secondo Logan ed Al., 1964). In linea di massima prevalgono le cavità trapezomorfe mentre gli altri tipi sono subordinati, salvo eccezioni locali.

Cavità trapezomorfe e condromorfe sono abbondanti nel Trias superiore della Calabria (Norico in particolare), (si veda a questo riguardo D'Argenio, 1966b); nel Norico dei Picentini, in quello della Penisola Sorrentina e del Matese (fig. 10).



Fig. 10. — Matese occidentale, strada per Valle Agricola, dolomie noriche. Cavità prevalentemente trapezomorfe in dolomie stromatolitiche (loferiti) messe in evidenza dalla dissoluzione differenziale sulle testate degli strati. La lente (a destra nella figura) indica le dimensioni.

Cavità condromorfe associate a stromatoliti sono anche presenti in un campione fornitomi dal dr. A. Ietto e proveniente dal Trias superiore di Paterno (Lucania). Tutte le cavità osservate presentano

una successione paragenetica relativamente semplice che rientra di solito in una delle sequenze-tipo indicate nella tabella V (sequenza *a* per le cavità condromorfe e sequenza *c* per quelle trapezomorfe).

Le rare cavità prismatiche interne hanno tutte uno sviluppo molto semplice (sequenza *e*). Non si sono osservate finora cavità prismatiche esterne.

Interessanti si presentano alcune cavità trapezomorfe osservate in dolomie provenienti dal Matese occidentale, nei pressi dell'abitato di Valle Agricola.

Queste cavità hanno lunghezza di 3-5 cm., altezza di 5-10 mm. e sono caratterizzate da una complessa successione di eventi con almeno due stadî nell'allargamento, cui segue il crollo della volta, uno scarso riempimento meccanico e almeno cinque o sei generazioni di calcite (s_1 ed s_2) con una sequenza che si può riassumere nella formula (si veda la tabella V):

I B, IC → IIB, IIC → IIG → IIE → IIH → IIE_2 → III, IIO, IIQ_1 IIQ_2 .

L'associazione di stromatoliti del tipo LLH con piccole cavità di disseccamento, che sovente formano delle partiture interlaminari pressocchè continue, è stata riconosciuta da Fischer (1965) nelle *Lofer facies* (Sander, 1936) del *Dachstein* e denominate perciò *loferiti*.

Le *loferiti* che sono sempre presenti in tipiche facies littorali, si alternano regolarmente, nel Dachstein come nell'Appennino, a sedimenti sublittorali costituendo numerosi ciclotemi. Alcuni di questi sono presenti già nel Norico.

Il numero non elevato di campioni studiati e di situazioni osservate sul terreno non permette di esprimere un giudizio impegnativo sul particolare addensamento areale di queste cavità nell'area esaminata.

Esse sembrano diffuse sia longitudinalmente che trasversalmente rispetto alla *piattaforma carbonatica*, con particolare frequenza sul lato tirrenico di questa.

3. Infralias.

Nell'intervallo attribuito all'Infralias le facies loferitiche presentano il massimo del loro sviluppo, alternandosi a livelli sublittorali con eventuali superfici d'erosione e sottili peleosuoli intercalati. È

rimarchevole l'alto grado di somiglianza che queste facies presentano con quelle isopiche ed isocrone della parte alta del Dachstein (fig. 11).

Le loferiti dell'Appennino sono estremamente diffuse sia longitudinalmente che trasversalmente alla *piattaforma carbonatica.* Il loro spessore, unitamente a quello dei sedimenti marini e continentali intercalati è compreso tra i 250-300 e i 350-400 metri. Si rinvengono dalla Calabria all'Abruzzo e al Lazio e si ritiene che rappresentino uno dei momenti di maggiore uniformità ambientale su buona parte della *piattaforma carbonatica.*

Nelle loferiti si possono osservare tutti i tipi di cavità di disseccamento con prevalenza delle cavità condromorfe e trapezomorfe.

Le loro dimensioni sono millimetriche e lo schema genetico è quanto mai semplice.

Per le cavità condromorfe si ha di regola, dopo il disseccamento, una prima generazione di cristalli subedrali o euedrali torbidi (s_1) seguiti, con la eventuale interposizione di fango micritico (m_2), da un mosaico subedrale più limpido (s_2), (sequenza: I: B→E→(F)→I).

Nei vacui più grandi invece la sequenza può essere più complessa (I: B,C → D → E → F → G → I, M).

Le cavità trapezomorfe hanno anch'esse una storia semplice, legata presumibilmente alla durata breve della esposizione e comunque alle loro piccole dimensioni.

Lo schema è lo stesso che per le precedenti (II: B→E→(F)→I).

Nelle cavità maggiori invece lo schema può risultare notevolmente più complesso (si confronti la sequenza *d* della tabella V).

Non mancano le cavità prismatiche talvolta associate a brecce da disseccamento.

La distribuzione areale di queste strutture di disseccamento è uniforme in tutta la piattaforma.

Fig. 11. — Monti di Venafro (Campania), Passo dell'Annunziata lunga, due km a valle del passo sul versante occidentale. Dolomie stromatolitiche infraliassiche (strutture LLH-S, Logan ed Al., 1964).

Si notino le cavità trapezomorfe prevalenti; alcune di esse mostrano, nella metà superiore della figura, due generazioni di spatite occludenti. Sulla destra, a metà della figura, la sezione di un piccolo canale riempito da una microbreccia intraformazionale, analogamente a quanto si può attualmente osservare in alcune aree littorali dove simili canaletti drenano le acque durante le ultime fasi di ritiro delle maree.

Negativo direttamente da peel. 2× circa.



Fig. 11.

4. Giurassico.

a) *Lias.*

Piccole cavità di disseccamento condro- e trapezomorfe sono presenti nella parte alta del Lias, poco al di sotto del *livello a Lithiotis* e nel livello stesso. Raramente questi vacui superano dimensioni millimetriche.

Nella stessa posizione stratigrafica ma alquanto più frequenti e con dimensioni minori compaiono anche al Matese, al Monte Maggiore e al Camposauro (Appennino campano) dove sono anche associate a cavità prismatiche interne; sono quasi del tutto assenti al Pollino.

b) *Dogger e Malm.*

Le strutture di disseccamento sono molto rare in questo intervallo. Ho rinvenuto piccole cavità condromorfe al Camposauro e al Monte Maggiore. Anche negli Aurunci orientali, ad est di Suio, lungo la strada che da Minturno va verso S. Ambrogio sul Garigliano, è possibile osservare belle superfici disseccate (fig. 12) in cui i singoli poligoni hanno dimensioni di 20-30 cm. e le cavità prismatiche esterne sono riempite da materiali argillosi verdi (fig. 13). I calcari interessati dal disseccamento appartengono alla parte alta del Malm.

Bisogna aggiungere che si possiede per questa parte della successione un minor numero di dati che per le altre parti, perciò questa più bassa frequenza necessita di una ulteriore conferma.

5. Cretacico inferiore.

Nel Cretacico inferiore riprendono ad essere abbondanti le cavità di disseccamento di ogni tipo.

Piccole cavità condromorfe sono ad esempio molto diffuse alla altezza del livello dei calcari ad ittioliti (Aptiano-Albiano?) e le ho rinvenute praticamente ovunque dai Monti d'Ocre al Pollino. Hanno in genere dimensioni millimetriche e un riempimento che in oltre la metà dei casi è micritico del tutto o in parte, con evidenti strutture geopete.

Gli schemi più comuni sono:

I: B → D → E → (I)
I: B → E → F
I: B, C → D → E, I

Non mancano comunque piccole cavità trapezomorfe.

Le cavità prismatiche sono presenti solo localmente (Matese orientale) e sono già state descritte (D'Argenio, 1963, 1964).

Nella parte alta del Cretacico inferiore i fenomeni di disseccamento si fanno ancora più frequenti particolarmente al Camposauro, al Matese orientale, al Monte Maggiore, nei Monti d'Ocre (fig. 14)



Fig. 12. — Monti Aurunci orientali, strada Minturno-S. Ambrogio sul Garigliano, 4 km circa ad est del bivio per Suio. Superfici disseccate nei calcari del Malm. I poligoni di disseccamento sono in parte caduti verso il basso, scivolando sulla faccia dello strato sottostante, a causa di un sottile livello argilloso verde che è alla loro base.

e nei rilievi compresi tra la alta Valle dei Liri (Val Roveto) e le Valli del Giovenco e Alto Sangro, quasi preludio della più duratura emersione cenomaniana.

Qualche volta vi sono riempimenti micritici colorati in rosso per impurità argillose e comunque la prima generazione di calcite che tapezza i vacui (s_1) è sempre molto torbida.

I vacui sono di tutti i tipi ad eccezione di quelli prismatici esterni.

In un campione proveniente dal gruppo del Cervati (tavoletta Pruno) avuto dal dr. I. Sgrosso vi sono complesse cavità trapezomorfe dolomitizzate e associate a probabili stromatoliti.

La lunghezza di queste cavità è compresa tra 1 e 2 cm., l'altezza è di 1-4 mm. Di regola le cavità sono riunite fra loro per effetto di

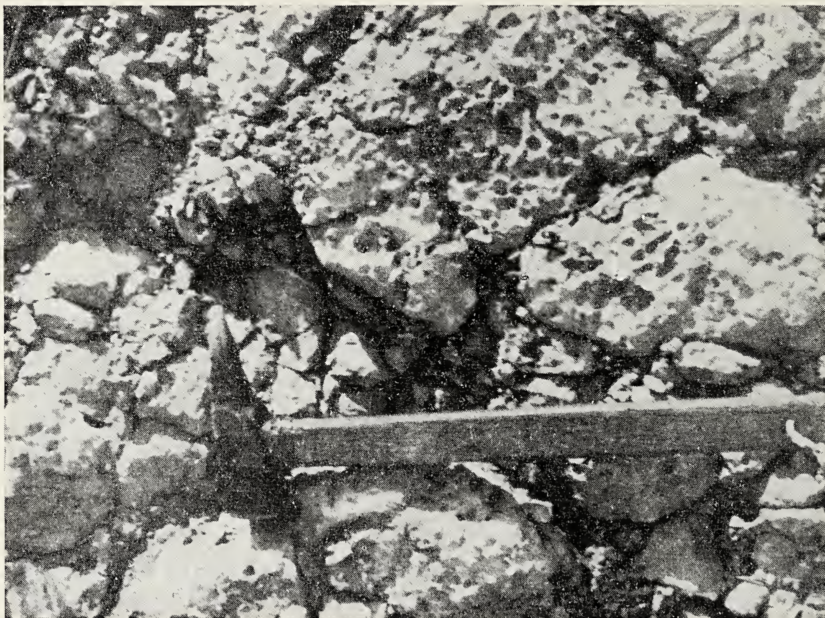


Fig. 13. — Particolare della figura precedente. Si noti che la superficie superiore dei poligoni è interessata da fenomeni di dissoluzione penecontemporanea posteriori all'indurimento delle superficie disseccata. I fori che si osservano sulla superficie superiore dei poligoni, e che a prima vista potrebbero sembrare dovuti a molluschi litofagi, sono riempiti dagli stessi materiali argillosi verdi che occupano le cavità prismatiche tra i poligoni stessi.

deformazioni legate presumibilmente a ulteriore disseccamento intervenuto dopo che il riempimento aveva già avuto inizio.

La sequenza è = II: B, C → D → F → M, G (?) → E (?) I.

6. Cretacico superiore.

È questo l'intervallo in cui dopo l'Infralias le strutture da disseccamento sono più diffuse. L'area in cui si verifica la trasgressione turoniana, (a luoghi iniziata già nel Cenomaniano, D'Argenio, 1963 a 1966a) è quella più ricca di tali strutture.

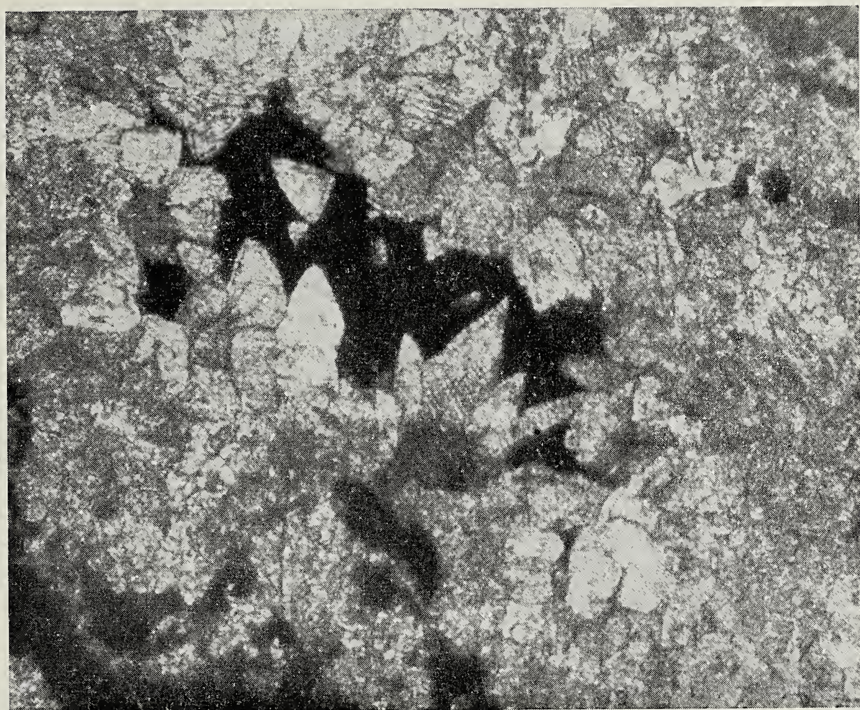


Fig. 14. — Monti d'Ocre, 500 metri a monte dell'abitato di San Felice d'Ocre (l'Aquila). Calcari del Cretacico inferiore (Albiano?). Parte centrale di una grossa cavità di disseccamento trapezomorfa con riempimento pluristadiale di fango microcristallino (in nero nella figura) e spatite. Nella figura è rappresentato la parte centrale della cavità mostrante, dalla periferia verso il centro, due episodi di apporto « meccanico » di fango e due generazioni di spatite, di cui la seconda costituita da bei cristalli euedrali di calcite.
Positivo da sezione sottile. 10 × circa.

Su tutto il fronte dell'ingressione vi è una stretta fascia di *loferiti* e altri sedimenti di modesto spessore che si estende dal Fucino al Monte Maggiore. Le *loferiti* hanno caratteristiche analoghe a quelle descritte per l'Infralias, solo le dimensioni delle cavità da disseccamento associate sono maggiori.

Anche le brecce di disseccamento (a cui appartengono i cosiddetti « calcari a punti neri ») diffuse non solo insieme alle loferiti, ma estese su tutta l'area della trasgressione (*fascia centrale* in D'Argenio, 1966a) alla base del Cretacico superiore, sono indiretta testimonianza della ubiquità dei fenomeni di disseccamento che si accompagnano alla ingressione.

Non mancano anche in seguito, soprattutto nella *fascia centrale*,

sporadici fenomeni di disseccamento (al Monte Maggiore, al Matese, alla Penisola Sorrentina, nei Monti d'Ocre, nei Monti Aurunci orientali ecc.). Però le più interessanti cavità di disseccamento sono quelle che si osservano nella parte basale del Cretacico superiore della *Fascia centrale* e di cui un significativo esempio è stato già illustrato precedentemente.

Tra le molte cavità studiate ricordiamo ancora due casi, in entrambi le cavità trapezomorfe hanno un ruolo prevalente tanto da rientrare a volte in quelle associazioni di vacui che vengono definite da Fischer (1965), unitamente alla roccia che le contiene, *zebra limestones.*

Nel primo caso gli affioramenti sono di limitata estensione. Si tratta di calcari caratterizzati da una serie di cavità trapezomorfe di dimensioni centimetriche con un complesso riempimento (fig. 15).

Si rinvengono nel Monte Maggiore (presso l'abitato di Baia, Caserta), costituiscono la base della trasgressione sopracretacica e riempiono ondulazioni (d'origine paleocarsica?) nei calcari a diceratidi albiani. I vacui trapezomorfi si susseguono a distanza ravvicinata, tale che in genere la loro altezza è pari o superiore alla distanza tra due cavità sovrapposte; sono variamente colorati in rosso e in giallo e i riempimenti di calcite spatica risultano molto evidenti per il contrasto delle tinte.

Il sedimento è una arenite intramicritica con foraminiferi (miliolidi), ostracodi e con rari gasteropodi, in lamine dello spessore di 5-8 mm. terminanti verso l'alto con una parte lutitica.

Le cavità al momento del riempimento erano inclinate di circa 40° rispetto all'orizzontale.

Si presume che questa loro inclinazione sia una conseguenza

Fig. 15. — Gruppo del Monte Maggiore, a monte dell'abitato di Baia, Caserta. Grandi cavità trapezomorfe in calcari cenomaniano-turoniani alla base della trasgressione sopracretacica. Si noti il complesso riempimento costituito da numerose generazioni di spatite alternate a sedimenti micritici di colore variabile tra il giallo e il rosso (in grigio e in bianco nella figura). La giacitura dei vacui al momento della loro occlusione è indicata dalle superfici superiori dei sedimenti interni (m_2) riempienti le cavità che si vedono nella parte superiore della tavola: queste superfici infatti originariamente furono orizzontali. La « discordanza angolare » con le cavità trapezomorfe e con i sedimenti in cui queste si aprono e alle cui lamine esse cavità sono parallele indica l'entità della inclinazione primaria dei sedimenti (clinostratificazione). Per maggiori dettagli si veda il testo.

Negativo direttamente da *peel.* 2× circa.



Fig. 15.

della originaria giacitura obliqua dei sedimenti riempienti le summenzionate accidentalità del suolo (clinostratificazione).

Ciò è provato da due fatti: le cavità si aprono sempre al passaggio tra la parte lutitica delle lamine e quella arenitica sovrastante; il fango che riempie le cavità intragranulari dei gasteropodi e quello che riempie le cavità trapezomorfe hanno sempre la superficie superiore ben spianata che forma appunto un angolo di 40° colle cavità stesse.

La paragenesi del riempimento è in genere molto complessa, con occlusioni graduali in cui il fango ha lamine gradate (da areniti a lutiti).

L'alternarsi di fango con calcite spatica indica una ripetuta vicenda di disseccamenti e inondazioni e/o di arrivi di acque torbide e successive decantazioni.

Le sequenze più tipiche, in cui possiamo distinguere fino a 18 *momenti* (sequenza *d*), sono:

a) II: B, C $\rightarrow D_1, D_2 \rightarrow E_1, E_2 \rightarrow F \rightarrow I, O, Q$;
b) II: B, C $\rightarrow E_1, E_2 \rightarrow F \rightarrow I, O \rightarrow$ P Q;
c) II: B, C $\rightarrow D_1, D_2, D_3 \rightarrow E \rightarrow F$, H $\rightarrow I \rightarrow$ L $\rightarrow O \rightarrow$
$\rightarrow$ P $\rightarrow Q_1, Q_2 \rightarrow$ R $\rightarrow$ Q_3;
d) II: B, C $\rightarrow D_1, D_2, D_3\ D_4 \rightarrow E \rightarrow F$, H $\rightarrow I \rightarrow$
$\rightarrow L_1\ L_2\ L_3 \rightarrow O, Q_1\ Q_2\ Q_3 \rightarrow$ R.

da cui risulta che gli eventi paragenetici comuni ed essenziali sono: D $\rightarrow$ E $\rightarrow$ F $\rightarrow$ I $\rightarrow$ O $\rightarrow$ Q,

cioè due momenti principali in cui si è avuto arrivo di fango (D ed F) a cui è seguita deposizione di calcite spatica (E ed I, O, Q).

Il secondo caso è più semplice ma anche più interessante per la maggiore diffusione presentata dai sedimenti disseccati. Essi erano stati individuati e definiti come *calcari lîstati* (D'Argenio, 1963a), (3).

Ne riassumiamo qui le principali caratteristiche. Si tratta di una successione di retroscogliera con tipiche facies lagunari, costituite da

(3) L'assenza quasi completa di microfossili significativi non aveva permesso finora una datazione sicura di questi calcari. Tuttavia ulteriori ricerche (D'Argenio, 1966c) mostrano che la loro età è alquanto più bassa, giungendo fino al Cretacico inferiore.

areniti e ruditi biocondromicritiche che sono caratterizzate da una grande variabilità di tessitura e di composizione verticale che individua lamine dello spessore di circa 1 mm. Vi sono però lamine più spesse fino a 10-15 millimetri.

I granuli che hanno dimensioni variabili da 0,05 a 2 mm., sono costituiti prevalentemente da piccoli foraminiferi arenacei e ostracodi, talora oogoni di *Charophyta* condroidi (*pellets*) con dimensioni variabili da 0,05 a 0,1 e piccoli intraclasti. Subordinati appaiono botroidi (*lumps*), alghe, ooliti.

Sono in genere disposti in successione granulometrica decrescente ma anche crescente verso l'alto, formando lamine d'accumulo ritmico costituite dal basso da:

a) 1. Piccoli foraminiferi (F) e intraclasti (i)
2. foraminiferi di taglia ancora minore (f) e condroidi (c)
3. condroidi (c) in matrice micritica (m)
4. ostracodi (o) in matrice micritica (m)
5. micrite (m).

Cioè: Fi → fc → cm → om → m.

Questo ritmo completo si rinviene molto raramente. Più frequenti sono invece le successioni parziali, ripetute talora con ordine invertito.

Un ritmo molto comune è:

b) 1. piccoli foraminiferi e condroidi
2. condroidi in matrice micritica.
3. ostracodi in matrice micritica.

Cioè: fc → cm → om.

Oppure:

c) 1. piccoli foraminiferi e condroidi
2. ostracodi in matrice micritica.

Cioè: fc → om.

Altri ritmi osservati sono:

d) cm → m;
e) Fi → om → m;
f) i → cm;
g) im → cm → om;
h) cfm → om.

È interessante notare che la micrite compare sempre verso l'alto; così pure gli ostracodi che sono sempre in matrice micritica.

Invece i piccoli foraminiferi arenacei misti a intraclasti compaiono alla base delle lamine e sono quasi privi di matrice micritica. Anche gli oogoni a *Charophyta* appaiono in genere limitati alla metà superiore delle lamine.

Ciò suggerisce un ritmico variare delle condizioni ambientali con passaggi da acque salmastre con limitato ricambio (parte inferiore della lamina) ad acque quasi dolci prive di ricambio (parte superiore).

I fenomeni di disseccamento rappresentano il saltuario concludersi di questo ritmico variare della batimetria.

Le *liste* calcitiche infatti sono il riempimento di cavità intralaminari trapezomorfe.

È significativo che queste cavità siano sempre al passaggio tra la parte superiore micritica della lamina sottostante e quella inferiore granulare della lamina sovrastante (fig. 16).

La brusca variazione granulometrica favorisce evidentemente lo impiantarsi di piani di distacco quando la disidratazione provoca la contrazione delle lamine con locali inarcamenti.

Attualmente questo fenomeno si verifica con analoghe modalità nei fanghi siltosi fluviali esposti a disseccamento. I poligoni limitati dal reticolo di fessure superficiali tendono ad incurvarsi in varia guisa e a distaccarsi al passaggio tra le lamine di silt quando queste hanno alla loro base un velo di sabbia fine.

L'altezza delle cavità è variabile da poco meno di 1 mm. fino a 10 mm. ma di norma oscilla intorno a 3-5 mm. Vi sono tuttavia intervalli negli strati o anche interi strati che ne sono privi. In questi le *liste* possono essere sostituite da allineamenti di cavità condromorfe, soprattutto laddove non vi siano nette variazioni granulometriche.

Le cavità sono lenticolari con ispessimenti longitudinali periodici che sono in relazione alla loro altezza. Orizzontalmente pertanto possono chiudersi per poi continuare sullo stesso allineamento.

Il pavimento è sovente piatto e comunque è meno incurvato della volta e la rigidità provocata dalla disidratazione provoca talora degli spostamenti di pochi decimi di millimetro (fino a 1-2 mm.) precedentemente al riempimento. L'occlusione delle cavità avviene secondo le modalità già descritte precedentemente per analoghe strutture.

(1) Una prima generazione di cristalli subedrali di calcite torbida tapezza il fondo e la volta delle cavità; segue (2) una seconda generazione di idiotopi più limpidi e di maggiore dimensioni che occlu-



Fig. 16. — Monte Camposauro (Appennino campano), strada per il Campo, cavità trapezomorfe in sedimenti di retroscogliera del Cretacico (calcari listati). Si noti nella cavità superiore il crollo parziale della volta (lamina bianca) e in entrambi i vacui due generazioni di spatite (in grigio scuro) in cui le dimensioni dei cristalli vanno crescendo centripetamente. Nella parte bassa e in quella alta della figura vi sono lamine algali e cavità di disseccamento minori. Negativo direttamente da sezione sottile. 5 × circa.

dono il vacuo residuo; (3) l'occlusione finale talvolta è data da micrite.

A differenza di altre cavità analoghe descritte mancano qui completamente le faune interstiziali ad ostracodi o comunque i riempimenti con materiale granulare.

Naturalmente altri fenomeni possono turbare questo schema in tre tempi.

In numerosi campioni provenienti dagli affioramenti lungo la strada Vitulano - il Campo (Gruppo del Taburno-Camposauro) è stato osservato questa successione di eventi:

1) *Sedimentazione.* — Si deposita un sedimento fogliettato. Le singole lamine (o foglietti) sono in tutto simili a quelle innanzi descritte.

2) *Disseccamento.* — Inizia la disidratazione del sedimento. Le lamine si contraggono incurvandosi in modo differenziale. Ne risultano cavità più o meno continue, parallele alle lamine stesse, con altezze variabili da 0,5 a 5 mm.

3) Le lamine divenute rigide tendono ad assestarsi. Si hanno piccoli crolli dalle volte le quali corrispondono sempre alla parte inferiore della lamina sovrastante.

4) Contemporaneamente delle fratture trasversali provocano spostamenti millimetrici (microfaglie dirette o inverse). Questo è il culmine della fase di disseccamento.

5) *Riempimento.* — Inizia il riempimento delle cavità. Un mosaico di cristalli subedrali di calcite torbida orla il pavimento e la volta della cavità e riempie gli spazi intergranulari ancora presenti nella parte basale delle lamine.

6) Si rimettono in movimento le *microfaglie* formatesi precedentemente (cfr. n. 4), si hanno spostamenti ulteriori di pochi decimi di mm. con distanziamento dei bordi.

Fig. 17. — Monti di Presenzano (Campania). Dolomie stromatolitiche infraliassiche, (strutture di tipo $\frac{\text{LLH-S}}{\text{LLH-C}} \rightarrow \text{LLH-C} \rightarrow \frac{\text{LLH-S}}{\text{LLH-C}}$, Logan ed Al., 1964).

Si noti il disseccamento penecontemporaneo da cui hanno origine le ondulazioni secondarie (al denominatore nella « formula ») e i più intensi disseccamenti intervenuti immediatamente prima e durante la formazione delle lamine al centro della figura. Con questi ultimi fenomeni infatti sono connessi i vacui trapezomorfi maggiori quivi presenti e parzialmente deformati e i vacui prismatici che dal centro della figura si dipartono spingendosi verso il basso. Queste strutture sono evidenti o perché riempite da spatite (in nero nella figura) o perché il disseccamento provoca un intenso disturbo delle lamine oramai rigide che si frammentano minutamente (strisce bianche verticali o appena inclinate nella figura).

Negativo direttamente da *peel*, 2× circa.

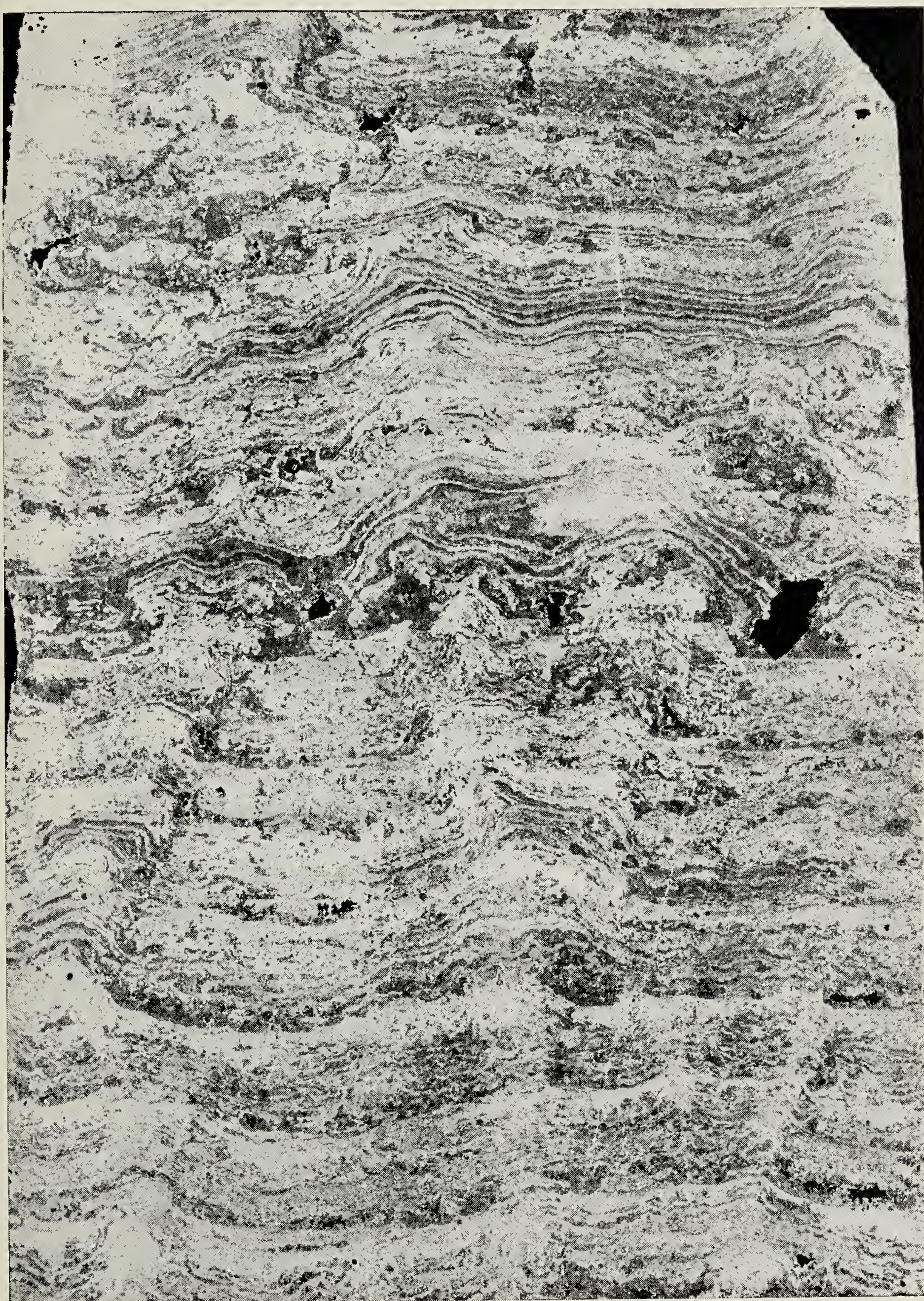


Fig. 17.

7) Un mosaico di calcite idiotopica limpida in grossi individui (s_2) cresce con simmetria centripeta verso l'interno delle cavità (*mosaico radiassale* o *calcite radiassale* in BATHURST, 1959, e FISCHER, 1965) occludendone alcune completamente e cementa le *microfaglie* precedenti.

7 bis) In queste fratturelle beanti possono talora osservarsi gli stessi fenomeni di cementazione descritti in 5, 6, 7 e nel successivo n. 8.

8) Il riempimento finale è dato qualche volta da micrite, talora con impurità argillose, che occlude gli ultimi spazi residui.

Le sequenze tipiche sono pertanto:

I: B → E → I;
II: B, C → E_1 → I → L;
II: B, C → M → D (?) → G → M → E → M → O → P.

Queste facies, che talora fanno passaggio a *loferiti*, affiorano anche al Monte Caira e al Matese.

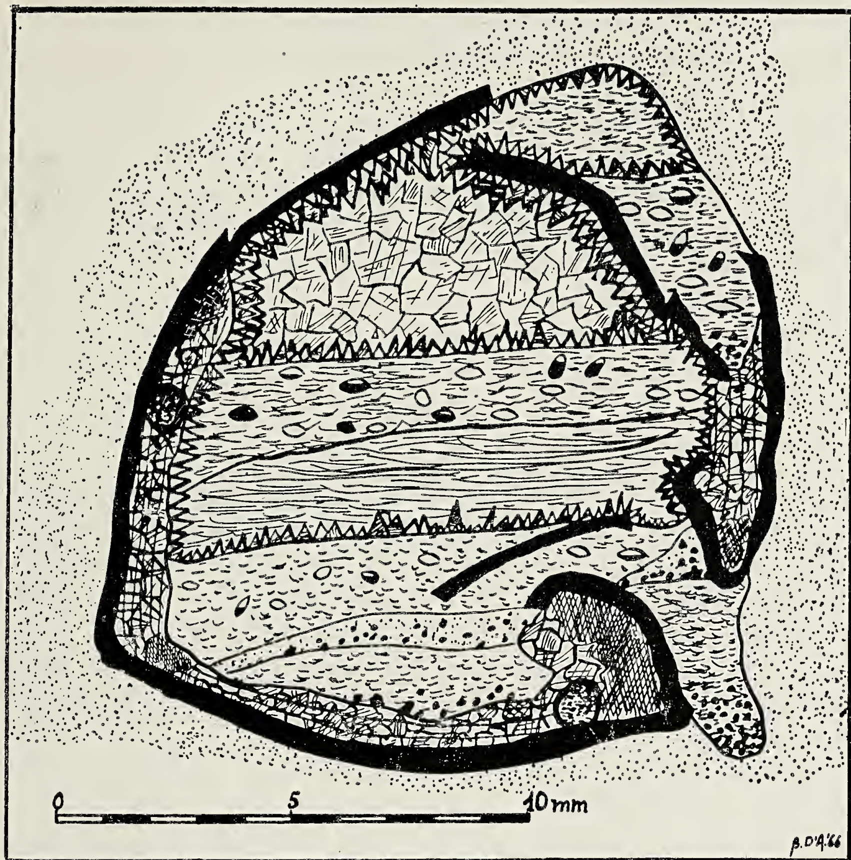
Spiegazione della figura-indice 18 (cfr. anche la tab. V).

Genesi della cavità.

1. Sedimento normale (m_1). - 2. Probabile contorno del guscio prima dei fenomeni di soluzione. - 3. Porzione del guscio ricristallizzata con diminuzione delle dimensioni dei cristalli e scomparsa di ogni struttura. - 4. Porzione del guscio (mesostraco?) ricristallizzata con aumento delle dimensioni dei cristalli ma senza la completa scomparsa dei caratteri strutturali. Una parte del guscio (endostraco) è stata completamente disciolta. - 5. *Inviluppo micritico.* - 6. Cavità di spugna perforante (?) riempita poi da sedimento interno.

« *Paragenesi* » *del riempimento.*

7. Primo deposito di fango microcristallino gradato con piccoli intraclasti alla base (m_2). - 8. Secondo deposito di fango non gradato con intraclasti. - 9. Crollo di parte dell'*inviluppo micritico*. - 10. Terzo deposito di fango con ostracodi (faune interstiziali), (m_2). - 11. Prima generazione di calcite idiotopica (s_1). - 12. Quarto riempimento di fango microcristallino (m_2). - 13. Quinto deposito di fango con ostracodi (faune interstiziali), (m_2). - 14. Seconda generazione di calcite idiotopica più torbida (S_1). - 15. Occlusione finale con spatite anedrale più limpida (s_2).



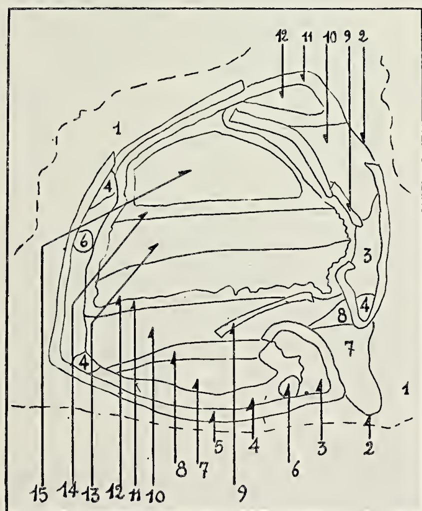


Fig. 18. — Schema della diagenesi precoce di un guscio di diceratide del Cretacico inferiore (Albiano) del Monte Maggiore, Campania (Alvignano, a monte del paese). Per i particolari si veda il testo e la spiegazione della figura-indice inferiore.

N.B. - Il contorno del guscio e la posizione dell'*inviluppo* micritico sono tratti dal vero, così come la « paragenesi » del riempimento; la rappresentazione grafica dei singoli processi però è stata possibile solo variando alquanto le dimensioni delle aree interessate.

Per la spiegazione dei numeri si veda a fianco.

IV.

1. Altri criteri.

Si è già ricordato all'inizio che, a fianco ai criteri basati sulla presenza e le caratteristiche delle cavità di disseccamento, ve ne sono altri che permettono di individuare gli ambienti littorali.

Tra questi ricordiamo:

— stromatoliti
— cavità da dissoluzione di gusci
— biocenosi oligotipiche.

2. Stromatoliti.

Si è visto che è molto frequente il caso che le stromatoliti siano associate a cavità di disseccamento. Una disamina del complesso problema riguardante le stromatoliti e la loro palecologia esulerebbe dai limiti di questo lavoro (si veda a riguardo D'Argenio, 1966b).

La massima frequenza delle stromatoliti nelle aree littorali attuali e in quelle antiche (riconosciute tali anche attraverso altri criteri) concorda bene con la presenza molto frequente di cavità di disseccamento in queste strutture organico-sedimentarie.

Ma stromatoliti e strutture di disseccamento rimangono spesso completamente indipendenti tra loro. Se fosse lecito fare un confronto tra strutture organico-sedimentarie (che richiedono la presenza di comunità algali per la loro genesi) e semplici strutture sedimentarie, noteremmo infatti che queste ultime hanno un più ampio limite di *tolleranza ambientale*, potendosi produrre ovviamente laddove le condizioni ecologiche sarebbero sfavorevoli alla vita di organismi anche così straordinariamente resistenti e cosmopoliti quali le cianoficee (prevalenti comunità algali nelle stromatoliti). Ma strutture di disseccamento non legate a stromatoliti si possono osservare non solo laddove la evidenza ambientale indica obbiettive condizioni ecologiche sfavorevoli (strutture da disseccamento a tetto delle bauxiti del Matese, strutture prismatiche esterne nei *calcari ad ittioliti cretacei*), ma anche dove le condizioni ecologiche permetterebbero lo sviluppo di stromatoliti, giacchè organismi molto meno resistenti vi sono diffusi (*calcari listati*).

La massima diffusione delle stromatoliti (tavola 3) si osserva in due momenti particolari: nel Trias superiore-Infralias e nel Cretacico (Aptiano-Turoniano).

Nel Trias superiore (Carnico-Norico) sono presenti ovunque ma segnatamente nella parte tirrenica della *piattaforma carbonatica* (*fascia centro-tirrenica*).

Nell'Infralias sono invece diffuse e prevalenti in tutta la *piattaforma.*

Dopo essere quasi del tutto scomparse nel Giurassico, le stromatoliti ricompaiono nel Cretacico, ma sono poco abbondanti eccetto lungo una striscia che durante il Cenomaniano (e il Turoniano inf.?) cinge sul lato tirrenico la parte centrale della piattaforma (*fascia centrale* con bauxiti).

3. Cavità da dissoluzione dei gusci.

Tra i criteri indiretti, convalidanti le deduzioni basate sui criteri che abbiamo definiti diretti, va ricordato anche quello della dissoluzione dell'aragonite dei gusci dei molluschi (in particolare di quelli dei gasteropodi e dell'endostraco dei gusci dei lamellibranchi). L'aragonite, stabile a contatto con le acque marine, diviene instabile a contatto con le acque dolci ed è da queste disciolta lasciando libere delle cavità (Bathurst, 1964, Friedman, 1964; Ginsburg, 1957 ecc.).

I processi genetici di questi vacui sono molto più complessi di quelli che portano alla formazione delle cavità di disseccamento.

Prendiamo ad esempio il guscio dei lamellibranchi, scegliendo a tale scopo un campione con numerosi diceratidi proveniente dal Cretacico inferiore (Albiano?) del gruppo del Monte Maggiore (Alvignano, a monte dell'abitato).

Possiamo riconoscervi la seguente successione di fenomeni (fig. 13):

Genesi della cavità.

(1) Il sedimento è una biointramicrite con abbondanti diceratidi i quali presumibilmente vivono seminfossati nel fango micritico.

(2) Attacco del guscio da parte di alghe perforanti (cianoficee, cloroficee?) che formano un fitto intreccio di tubuli del lume di 0,05 mm. circa, riempiti da micrite. L'azione di perforazione si concentra sulla superficie esterna dei gusci, o anche sulle superfici di frattura.

(3) L'attacco prosegue e i singoli tubuli non sono più riconoscibili ma costituiscono come un *inviluppo micritico* intorno al guscio. Esistono tutti i termini di passaggio tra (1) e (2).

(4) Dissoluzione dell'endostraco.

(5) Dissoluzione parziale o totale del guscio. A volte il solo involucro micritico rimane a segnare i contorni del fossile, a volte il mesostraco è ricristallizzato senza essere disciolto, conservando tracce della sua originaria struttura.

(6) Crollo parziale dell'inviluppo micritico, che si comporta come rigido.

Paragenesi del riempimento.

(7) Arrivo di micrite che riempie parzialmente la cavità (strutture geopete). Frequentemente la micrite è in lamine gradate con molti ostracodi a carapace liscio, presenti di norma con le due valve integre e bene accostate (faune interstiziali).

(8) Prima generazione di cristalli euedrali di calcite che crescono centripetamente aumentando di dimensioni verso la parte più interna della cavità (mosaico parassiale in Bathurst, 1964).

(9) Eventuale ulteriore arrivo di micrite.

(10) Seconda generazione di cristalli subedrali di calcite che riempie definitivamente il vacuo.

A parte i fenomeni genetici diversi (sono quelli che, come vedremo, ci interessano maggiormente) la paragenesi del riempimento si può descrivere con una formula analoga a quella usata per le cavità di disseccamento (cfr. tabella V):

$$H \rightarrow E \rightarrow F \rightarrow I$$

Conviene ora prendere in considerazione due elementi: la dissoluzione della porzione aragonitica dei gusci e la presenza di faune interstiziali.

La dissoluzione della aragonite dei gusci (figg. 19 e 20), sulla scorta delle osservazioni eseguite su sedimenti pleistocenici e recenti ad ogni latitudine e in differenti condizioni climatiche da Ginsburg (1957) e Friedman (1964), (Florida, Bahamas, Laguna Madre del Texas, Mar Rosso, Grande Barriera Australiana, Messico, Yucatan, Bermuda e Maiorca), sembra avvenire solo in presenza di acque dolci.

Ciò comporta una emersione sia pure effimera o una intensa diminuzione della salinità o l'alternarsi di entrambi i casi.

Quest'ultima ipotesi parrebbe confermata dalla presenza di faune interstiziali ad ostracodi a carapace liscio (cfr. Wieser, 1959) i quali

vivendo nelle cavità dimostrano che la dissoluzione ebbe luogo molto precocemente e comunque prima della sedimentazione dello strato sovrastante. Ciò è convalidato della perfetta concordanza degli strati soprastanti con quello da cui è stato prelevato il campione descritto; strati che, a loro volta, presentano analoghi fenomeni diagenetici.

La diagenesi precoce di questi calcari a diceratidi sembra dunque richiedere una periodica diminuzione di salinità, preceduta da una breve emersione.



Fig. 19. — Monte Camposauro (Appennino campano). Cretacico inferiore. Calcari a grandi diceratidi. Particolare di un frammento di guscio trasformato in gran parte in micrite (in bianco nella parte bassa della figura) per azione di alghe carianti. Si noti in questa e nella figura successiva che parte dell'inviluppo micritico (linea bianca all'interno del mosaico spatico) è crollata nell'interno della cavità di dissoluzione; su tutte le superfici libere è cresciuto poi un mosaico di calcite idiotopica (in nero nella figura) sia *centrifugamente* (sullo inviluppo micritico) che *centripetamente* (sulle pareti della cavità). La cavità è stata poi occlusa da fango micritico.
Negativo da sezione sottile. ×5 circa.

La presenza di cavità da dissoluzione legate ai fenomeni ora descritti può pertanto costituire un criterio orientativo e di conferma ai precedenti.

Non si possiedono molti dati sulla diffusione di questo tipo di strutture.

Sono state osservate in lamellibranchi e gasteropodi cretacei del Matese, del Monte Maggiore e del Camposauro (Appennino campano).

I risultati di uno studio di maggior dettaglio saranno resi noti in seguito.

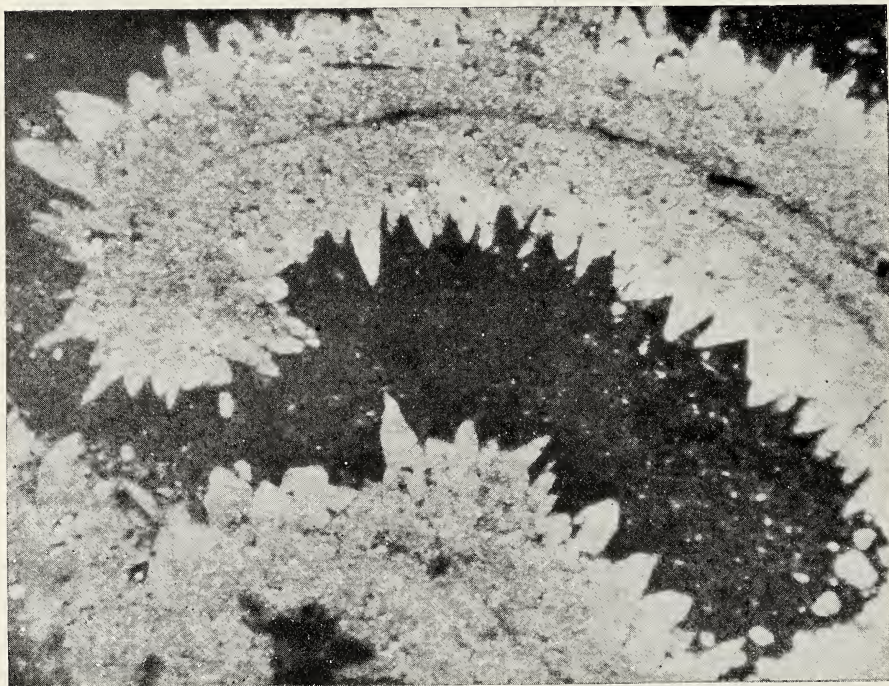


Fig. 20. — Particolare della figura precedente. Positivo. 7× circa.

4. Biocenosi oligotipiche.

È questo un altro elemento indicativo offertoci sia dalle osservazioni attuali che dai dati geologici relativi a sedimenti d'ogni età.

Le biocenosi oligotipiche sono in genere connesse con condizioni ecologiche sfavorevoli (iperalinità, temperatura ecc.). Queste condizioni, nella maggior parte dei casi, si hanno nelle stesse aree che

vanno soggette a disseccamenti occasionali o periodici: in aree cioè di transizione alle terre emerse, coincidenti o no con le fasce littorali (fig. 1 e Tav. II, fig. 1).

Pertanto la presenza di biocenosi oligotipiche può essere un ulteriore quanto utile dato accessorio nell'analisi paleoambientale.

Il Cretacico ce ne offre un bell'esempio.

Nella parte bassa della trasgressione del Cretacico superiore (Cenomaniano sup.-Turoniano) si possono osservare rimanchevoli accumuli di gasteropodi costituenti un livello guida in campagna (D'Argenio, 1963a) e rappresentati esclusivamente da piccoli turricolati (ceritidi, nerineidi) e acteonidi. Questo livello si rinviene costantemente a poca distanza della base della trasgressione anzidetta, in tutto l'Appennino campano e continua verso nord ovest nella *fascia centrale* anche al di là del Fucino.

La frequente associazione dei gasteropodi a strutture di disseccamento, che poi vanno scomparendo nei sovrastanti calcari a rudiste, ci sembra una ulteriore conferma della complementarietà dei criteri esposti finora.

Gli accumuli di piccoli gasteropodi si possono considerare perciò come faune oligotipiche in un ambiente di tipo littorale che si andava spostando, insieme alla trasgressione, dalla fascia *centro tirrenica* (dove questi accumuli sono poco diffusi o assenti) verso la fascia *centro adriatica* ancora emersa.

V.

1. Considerazioni finali.

Questo primo, rapido esame ci ha permesso di individuare una serie di problemi di notevole interesse per la storia paleogeografica della *piattaforma carbonatica*. Col presente lavoro si è tentato di formulare la loro impostazione e di proporre alcune soluzioni.

Accertata pertanto la presenza delle cavità di disseccamento e illustratene le caratteristiche, le conclusioni di questo studio possono suddividersi in tre gruppi che si discuteranno brevemente:

— conclusioni riguardanti le cavità (modalità genetiche e significato ambientale);

— conclusioni riguardanti la loro ricorrenza verticale (*tempo*) e

— conclusioni riguardanti la loro diffusione orizzontale (*spazio*).

2. Genesi e significato ambientale.

a) *Precedenti conoscenze.*

Le ricerche condotte precedentemente (Fischer, 1965) avevano permesso il riconoscimento di alcune tra le modalità genetiche delle cavità di disseccamento e quindi del loro significato ambientale, e avevano portato alla loro suddivisione in tre gruppi in relazione alla forma (*shrinkage pores* o cavità condromorfe, *sheet cracks* o cavità trapezomorfe, *prism cracks* o cavità prismatiche interne ed esterne). Inoltre era stata riconosciuta e illustrata la *paragenesi del riempimento* (Fischer, 1965; Wolf, 1965) e la loro frequente associazione con stromatoliti (*loferiti*).

b) *Risultati di questo studio.*

Le ricerche condotte in campagna e in laboratorio su oltre 800 tra sezioni sottili e *peels* e su molti campioni levigati hanno permesso di confermare i risultati ottenuti da Fischer (1965) e, per quanto riguarda la paragenesi del riempimento, anche da Wolf (1965) e Bathurst (1964).

Inoltre è stato possibile riconoscere un ordine nella successione dei fenomeni di disseccamento che, per incremento della durata e/o della intensità del disseccamento, vanno da (*a*) semplici cavità condromorfe o da cavità trapezomorfe appena accennate a (*b*) cavità trapezomorfe ben distinte e accompagnate dalle prime cavità prismatiche interne e poi a (*c*) cavità prismatiche interne ed esterne.

Prima del loro riempimento le cavità possono subire allargamenti o deformazioni.

Gli allargamenti possono derivare o dal crollo di una parte del soffitto (fenomeno questo descritto anche da Fischer, 1965 ed analogo al crollo dell'*inviluppo micritico* dei gusci dei molluschi dopo la loro dissoluzione come ha mostrato Bathurst, 1964), o per il passaggio da cavità condromorfe a cavità trapezomorfe tra cui si possono osservare tutti i termini di passaggio.

Le deformazioni avvengono sia per movimenti conseguenti a fratture che per « sfrangiamento » periferico (fig. 21) di gruppi di cavità orizzontali più piccole (paravacui) quando l'incremento del disseccamento provoca la formazione di cavità esterne verticali (ortovacui o cavità prismatiche).

Inoltre è stato possibile accertare che la posizione dei paravacui

GENESI DELLE
E "PARAGENESI

—	*MENO DEL*
▮	*DA 10% A 2*
▮	*DA 25% A 50*
▮	*DA 50 A 75*
▮	*DA 75% A 10*

SEQUENZE GENET
(a) I : *B, E, I –*
(b) I : *B, E, (F),*
(c) II : *B, E, I –*
(d) II : *B, C, (D), E* *(G), I, (M) ((O)*

	DIAGENESI
T	POST CEMENTAZIONE
S	
R	SIN CEMENTAZIONE
Q	
P	
O	
N	
M	
L	
I	
H	
G	
F	
E	
D	
C	PRE CEMENTAZIONE
B	
A	

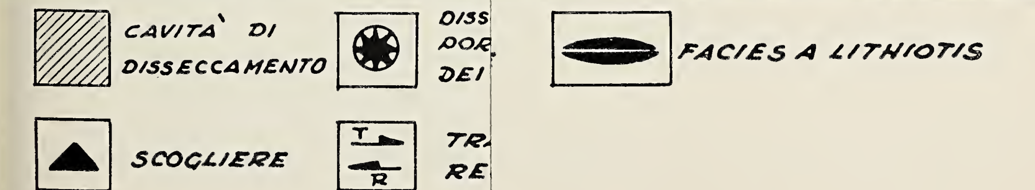
GENESI DELLE CAVITÀ DI DISSECCAMENTO E "PARAGENESI" DEL LORO RIEMPIMENTO

—	MENO DEL 10%	?	POSSIBILE MA NON OSSERVATO
▮	DA 10% A 25%	(o)	MOLTO RARO
▮	DA 25% A 50%	o	RARO
▮	DA 50 A 75%	(●)	FREQUENTE
▮	DA 75% A 100%	●	MOLTO FREQUENTE

SEQUENZE GENETICHE E PARAGENETICHE TIPICHE	
(a) I: B, E, I –	(e) III: B, C, –
(b) I: B, E, (F), I –	(f) III: B, C, (D), (E), (F), (I) –
(c) II: B, E, I –	(g) IV: B, C –
(d) II: B, C, (D), E, (F), (G), I, (M) ((O)) ((Q)) –	(h) IV: B, C, (D), (F), (G)

FREQUENZA (I VALORI SONO BASATI SULLO STUDIO DI OLTRE 800 CAMPIONI)	TIPI DI CAVITA' I CONDROMORFE	II TRAPEZOMORFE	III PRISMAT. INTERNE	IV PRISMAT. ESTERNE	SUCCESSIONE DEI FENOMENI		DIAGENESI
—	?	(o)	?	?	ULTERIORE CEMENTAZIONE O ARRIVO DI SEDIMENTI (DA R A Q)	T	POST CEMENTAZIONE
—	?	(o)	?	?	FENOMENI DI DISSOLUZIONE DI s_1 ED s_2	S	
—	??	(o)	??	??	DEPOSIZIONE DI SEDIMENTI (m_2)	R	SIN CEMENTAZIONE
—	??	(o)	??	??	ULTERIORI GENERAZIONI DI CALCITE LIMPIDA (s_2), (Q_1, Q_2 ECC.)	Q	
—	??	(o)	??	??	DEPOSIZIONE DI SEDIMENTI (m_2)	P	
▮	?	o	(o)	(o)	SECONDA GENERAZIONE DI CALCITE LIMPIDA (s_2)	O	
—	??	(o)	?	?	DEPOSIZIONE DI SEDIMENTI (m_2)	N	
▮	(o)	(●)	(o)	?	FRATTURE O "MICROFAGLIE"	M	
▮	?	(o)	?	o	DEPOSIZIONE DI SEDIMENTI (m_2)	L	
▮	●	●	(●)	o	PRIMA GENERAZIONE DI CALCITE LIMPIDA (s_2)	I	
▮	(o)	o	(o)	o	DEPOSIZIONE DI SEDIMENTI (m_2)	H	
▮	(o)	(●)	(o)	(●)	CROLLI DALLE PARETI O DALLA VOLTA DELLE CAVITA' e/o DEFORMAZIONI	G	
▮	(●)	(●)	(●)	(●)	DEPOSIZIONE DI SEDIMENTI (m_2)	F	
▮	●	●	(●)	?	PRIME GENERAZIONI DI CALCITE TORBIDA (s_1), (E_1, E_2, ECC.)	E	
▮	(o)	(●)	(●)	(●)	DEPOSIZIONE DI SEDIMENTI (m_2)	D	
▮	o	●	●	●	DISSECAMENTO PER EMERSIONE PIU' PROLUNGATA, CON EVENTUALE DEFORMAZIONE DELLE CAVITA'	C	PRE CEMENTAZIONE
▮	●	●	●	●	DISSECCAMENTO PER EMERSIONE EFFIMERA	B	
▮	(o)	o	o	o	INIZIO DELLA CEMENTAZIONE IN CAVITA' PRIMARIE	A	

PALEOCENE
CRETACICO SUPERIORE
MEDIO
CRETACICO INFERIORE
CRETACICO
MALM
DOGGER
LIAS
GIURASSICO
INFRALIAS
NORICO CARNICO
TRIAS
EME
EMERSIONE
140 130 120 110 100 90 80 70 60 50 40 30 20 10
64 36 100 36 136 26 162 10 172 18 190 5 195 10
PIATTAFORMA CARBONATICA
FASC TIRRE
FASCIA CENTRO-ADRIATICA
TEMPO IN M.A.



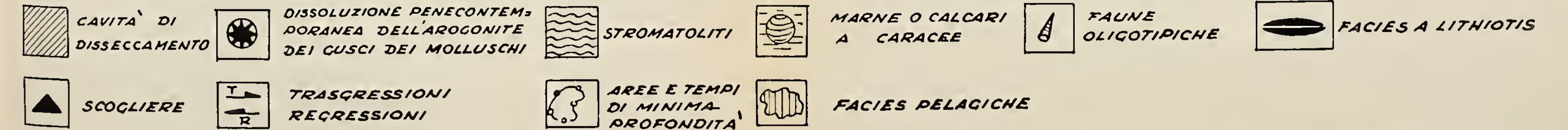
Rappresentazione paleobatimetrica indicativa del piche sono proporzionate alla larghezza di ciascuna zona, così come queste sono state individu

PALEOCENE
CRETACICO SUPERIORE
MEDIO
CRETACICO INFERIORE
CRETACICO
MALM
DOGGER
LIAS
GIURASSICO
INFRALIAS
NORICO CARNICO
TRIAS

EMERSIONE
EMERSIONE
BAUXITI
EMERSIONE

PIATTAFORMA CARBONATICA | FASCIA TIRRENICA | FASCIA CENTRO - TIRRENICA | FASCIA CENTRALE | FASCIA CENTRO-ADRIATICA | TEMPO IN M.A.

64
100
136
162
172
190
195



Rappresentazione paleobatimetrica indicativa dell'area occupata dalla *piattaforma carbonatica* dell'Appennino meridionale durante il Mesozoico. Le dimensioni delle varie zone isopiche sono proporzionate alla larghezza di ciascuna zona, così come queste sono state individuate e descritte precedentemente (D'ARGENIO, 1966a).

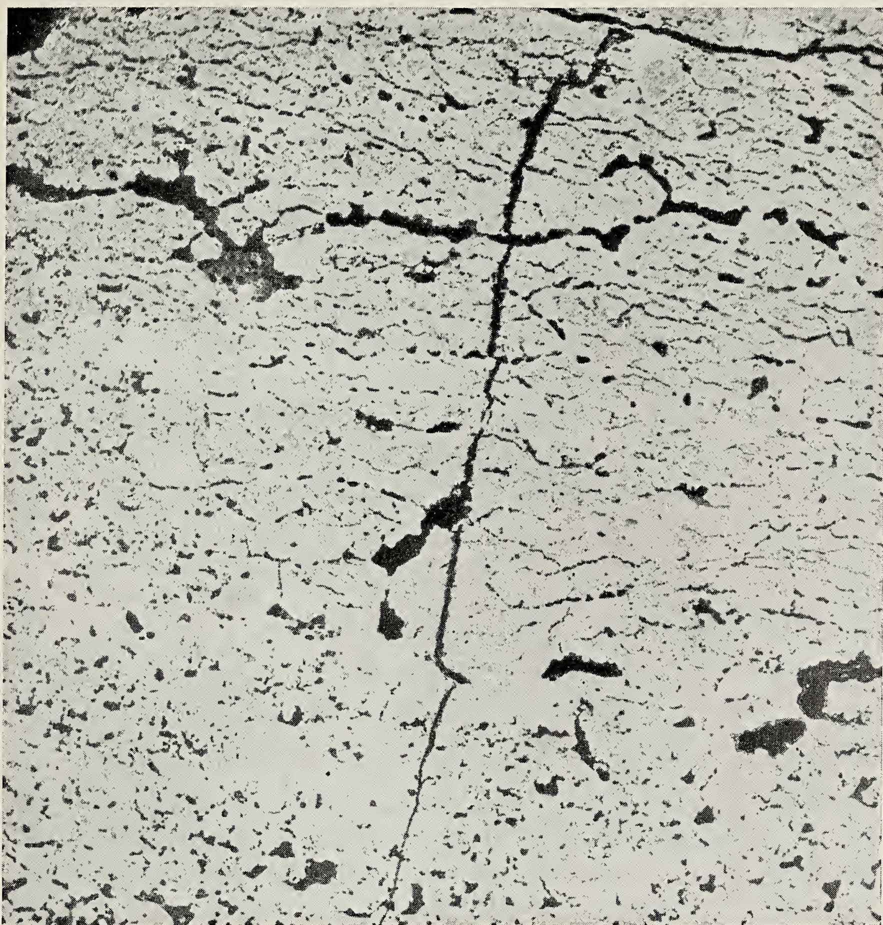


Fig. 21. — Matese orientale, Regia Piana, miniere di bauxite abbandonate, lo stesso campione della figura 3. Si noti il passaggio graduale dalle cavità condromorfe (prevalenti sulla sinistra) a quelle trapezomorfe (sulla destra). Al centro una cavità prismatica successiva alle precedenti, ma anteriore alla cavità trapezomorfa di maggiori dimensioni presente alla base del quarto superiore della figura. Negativo direttamente da sezione sottile. 7 × circa.

nei sedimenti sottoposti a disseccamento è casuale solo quando il sedimento stesso è omogeneo.

Quando invece, in facies che non siano di tipo loferitico, vi sia una qualunque tessitura laminare, soprattutto se gradata, i paravacui si formano sempre al passaggio tra la frazione più sottile presente

nella parte alta di una data lamina (che rimane di preferenza piatta) e la frazione più grossolana che rappresenta la parte inferiore della lamina sovrastante (che si inarca, producendo la cavità).

Ciò è provato dal fatto che quando c'è clinostratificazione le cavità trapezomorfe non sono più suborizzontali (paravacui) ma seguono la stratificazione, mentre il successivo riempimento micritico vi si accumula con *discordanza angolare* giacchè conserva la superficie superiore orizzontale.

Per quanto riguarda la paragenesi del riempimento si è cercato di individuare, mediante l'uso di « formule » che ne permettono una descrizione sintetica, quali siano le sue fasi essenziali. Nelle cavità maggiori si è notato che il ripetersi di fasi *meccaniche* alternate a fasi *chimiche* è un fatto ricorrente fino a tre-quattro volte e può interpretarsi come un effetto della decantazione di acque torbide che inondano ripetutamente le superfici emerse dopo il loro disseccamento.

3. Ricorrenza verticale.

L'esame dei fenomeni di disseccamento presenti nei terreni mesozoici della *piattaforma* è ovviamente ben lungi dall'essere completo.

Tuttavia i numerosi campioni studiati e le osservazioni di campagna consentono un primo bilancio quale si è esposto in precedenza.

Da questo primo esame della situazione possiamo trarre alcune conclusioni di un certo interesse.

V'è prima di tutto una ricorrenza ciclica dei fenomeni di disseccamento. Questa ricorrenza ciclica è massima nell'Infralias ma è stata notata anche nel Trias.

Le cavità di disseccamento sono in questi casi normalmente presenti in strutture stromatolitiche (*loferiti*). Si è fatto cenno ai ciclotemi individuati già da Sander (1936) nel Dachstein e in cui Fischer (1965) ha riconosciuto strutture stromatolitiche associate a cavità di disseccamento. Questi ciclotemi sono stati riconosciuti anche nell'Appennino: essi sono composti da un membro continentale, da un membro littorale (*loferiti*), da un membro neritico a cui talora segue un quarto membro littorale (*loferiti regressive*).

Vaste aree littorali, pertanto, si formarono durante l'Infralias sulla piattaforma carbonatica.

Dopo l'Infralias la presenza di cavità di disseccamento è solo

occasionale e di nuovo raggiunge una notevole importanza nel Cretacico medio-superiore in relazione alla trasgressione che riporta la *fascia centrale* emersa nel Cretacico medio di nuovo nel dominio marino.

Ricorrenza ciclica perciò nella parte inferiore della successione e presenza localizzata nella parte alta.

4. Diffusione orizzontale.

Analogamente a quanto si è premesso nel paragrafo precedente, queste considerazioni vanno intese come un primo bilancio delle ricerche in corso.

È opportuno distinguere tre momenti nell'esame della diffusione orizzontale dei fenomeni di disseccamento.

a) *Trias superiore-Infralias.* — I fenomeni di disseccamento sono diffusi su tutta la piattaforma con una relativa omogeneità;

b) *Giurassico-Cretacico inferiore.* — I fenomeni di disseccamento sono molto rari e i pochi casi notati sono particolarmente concentrati nella parte interna della piattaforma (*fascia centrale*);

c) *Cretacico inferiore-Cretacico-superiore.* — I fenomeni di disseccamento sono prima diffusi ma di scarsa intensità, poi sono abbondanti ma concentrati particolarmente nella parte interna della piattaforma (*fascia centrale*).

Perciò è possibile ritenere, in attesa di ulteriori conferme, che dopo la uniforme diffusione iniziale i fenomeni di disseccamento furono particolarmente concentrati nelle zone più interne della *piattaforma.*

5. Conclusioni.

Le ricerche in corso, di cui si sono esposti alcuni risultati, ci permettono in conclusione alcune considerazioni. Ci limiteremo alle deduzioni consentite dai soli dati esposti in questo studio.

La prima considerazione deriva dalle differenze che si riscontrano nella frequenza verticale e nella diffusione orizzontale delle strutture di disseccamento (unite o no a stromatoliti) prima e dopo il limite Lias-Infralias.

L'accertata estensione areale dei ciclotemi, in cui frequentemente è presente un membro continentale e normalmente uno o due membri littorali, indica che nel Trias-Infralias la piattaforma andò ripetutamente soggetta a più o meno brevi emersioni, con facies littorali che segnano il passaggio dalla sommersione alla emersione e poi ancora alla sommersione. In sostanza si succedettero molte decine di cicli: regressione-ingressione di breve durata ma interessanti vaste aree.

Ciò evidentemente fu possibile perchè le caratteristiche morfologiche della piattaforma stessa lo permisero. Non si conoscono invece dall'Infralias in poi eventi che abbiano interessato con tanta omogeneità l'intera area; anzi le variazioni minori di facies da questo momento in poi si fanno sempre più sentite. È da presumere pertanto che a partire dalla fine dell'Infralias, siano intervenute delle variazioni nella morfologia della piattaforma e quindi nella batimetria delle sue varie parti (Tav. III).

Ecco dunque un primo elemento che la tavola permette di vedere graficamente.

Un'altra considerazione viene suggerita dalla diffusione delle strutture da disseccamento nel Cretacico. Qui, contrariamente a quanto si è visto prima, queste strutture sono concentrate in un'area ben delimitata (*fascia centrale*) dove sono diffuse già dal Giurassico (ma con più bassa frequenza) e dove raggiungono nel complesso un'alta frequenza in corrispondenza della regressione-ingressione dell'Aptiano-Senoniano inferiore.

Potremmo perciò considerare la *fascia centrale* un'area che, durante il Giurassico e il Cretacico, ma particolarmente in questo ultimo periodo, fu *prevalentemente* littorale, intendendo con *prevalentemente* una ricorrenza frequente ma discontinua.

Ciò concorda sia con la applicabilità degli altri criteri esaminati precedentemente (presenza di stromatoliti, faune oligotipiche, dissoluzione penecontemporanea dell'aragonite dei gusci ecc.) sia con numerosi altri elementi di carattere stratigrafico. Tra questi ricorderemo solo il ridotto spessore della successione nella *fascia centrale*, in cui è presente anche una lacuna stratigrafica nel Cretacico medio, rispetto agli spessori a volte anche doppi che si possono misurare nelle aree più tirreniche in cui v'è continuità di sedimentazione (*fascia centro-*

tirrenica) e la contiguità di detta *fascia centrale* con aree emerse fin dal Lias (*fascia centro-adriatica*).

Queste conclusioni, pur non intendendosi definitive, ci si augura possano offrire nuovi elementi di discussione e di indagine nel proseguimento degli studi sulla storia geologica della *piattaforma carbonatica* dell'Appennino.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, novembre 1966.

RIASSUNTO

Si segnala nel Mesozoico della piattaforma carbonatica dell'Appennino la diffusa presenza di facies littorali.

PARTE I. - *Criterî di riconoscimento.* Si tratteggiano i caratteri principali delle facies littorali attuali ed antiche e si discutono i criterî su cui è basato tale riconoscimento.

PARTE II. - *Strutture di disseccamento.* Le strutture di disseccamento sono usate come criterio principale. Se ne dà la classificazione e la interpretazione basata sullo studio di oltre 800 campioni, alla luce delle ricerche di altri autori (FISCHER, 1965).

PARTE III. - *Ricorrenza e diffusione.* Segue un esame della ricorrenza verticale e della diffusione orizzontale di queste strutture nel Mesozoico carbonatico.

PARTE IV. - *Altri criterî.* Si esaminano infine gli altri elementi tra cui la diffusione delle stromatoliti, delle cavità penecontemporanee da dissoluzione di gusci di molluschi e la presenza di faune oligotipiche.

PARTE V. - *Conclusioni.* Le conclusioni di questo studio riguardano: (a) la natura della cavità in sè e (b) il significato della loro diffusione spazio-temporale. (a) Si sono individuate alcune sequenze tipiche nel riempimento dei vacui e un ordine nella loro genesi in relazione al progressivo disseccamento. Si è anche messo in luce come la tessitura dei sedimenti influenzi la localizzazione in essi delle cavità di disseccamento.

(b) Riguardo alla diffusione spazio-temporale delle facies littorali si sono indicati due momenti di massima diffusione coincidenti col Trias-Infralias e col Cretacico medio-superiore e un'area di massima frequenza coincidente con la *fascia centrale* della *piattaforma carbonatica.*

SUMMARY

Widespread littoral facies are pointed out in the Mesozoic Carbonate Platform of the Apennines. In the

I PART, recent and fossil littoral facies are outlined and principles of identification are discussed. In the

II PART, dessiccation structures are used as main criterion. Classification and interpretation of these structures are presented on the base of some 800 studied samples and of earlier papers (FISCHER, 1965). In the

III PART, vertical findings and horizontal spread in the Southern Apennine Carbonate Platform are surveyed. In the

IV PART, complementary criteria as stromatolites, cavities by solution of aragonitic molluscan shells and oligotypic faunas are discussed and, finally, in the last

V PART, some conclusions and hypothesis are put forward. (a) *Dessiccation structures.* Some typical sequences in the cavity filling and in their genesis are outlined and relationships between location of cavities and texture of sediments are established.

(b) *Diffusion of littoral facies. Time*: Upper Trias-Infralias and Middle and Upper Cretaceous seem to be time of wide distribution and frequency - *Space*: the *central band* of the Carbonate Platform was found the area of highest frequency.

BIBLIOGRAFIA

BARREL J. 1906, *Relative geological importance of continental, littoral and marine sedimentation.* Journ. of Geol., 14.

BATHURST R. G. C. 1959, *The cavernous structure of some Mississipian Stromatactis reefs in Lancashire, England*, Journ. of Geol., 64.

BATHURST R. G. C. 1964, *The replacement of Aragonite by Calcite in the Molluscan Shell Wall.* In Imbrie J. e Newell N. *Approaches to Paleoecology.* New York, Wiley and Sons.

BLACK M. 1933, *The precipitation of Calcium Carbonate on the Great Bahama Bank.* Geol. Mag., 70.

BRADLEY W. H. 1930, *The behavior of certain mud-cracks during compaction,* Amer. Journ. of Science, ser. V, 20.

D'ARGENIO B. 1962, *Impronte di disseccamento nelle bauxiti del Matese.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, 76.

D'ARGENIO B. 1963a, *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* Mem. Soc. Geol. It., 4.

D'Argenio B. 1963b, *Fossette di degassazione nei calcari ad ittioliti della Civita di Pietraroia in provincia di Benevento*, Boll. Soc. Natur. in Napoli, 77.

D'Argenio B. 1964, *I calcari ad ittioliti del Cretacico inferiore del Matese*, Atti Acc. Sc. fis. e mat. della Soc. Naz. di Sc. Lett. ed Arti in Napoli, ser. 3, 4, n. 4.

D'Argenio B. 1966a, *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale*, Mem. Soc. Geol. Ital., 5.

D'Argenio B. 1966b, *Stromatoliti triassiche della Calabria settentrionale*, Boll. Soc. Natur. in Napoli, 75 (in corso di stampa).

D'Argenio B. 1966c, *Geologia del Gruppo del Taburno*. Atti Acc. Sc. fis. e mat. della Soc. Naz. di Sc. Lett. ed Arti in Napoli, ser. 3, 6 (in corso di stampa).

Farinacci A. 1965, *Breccias and laminated dolomites of the Gavignano exposure*, Geol. Romana, 4.

Fischer A. G. 1965, *The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic*, Kans. Geol. Surv. Bull., 55.

Friedman G. M. 1965, *Terminology of cristallization Textures and Fabrics in sedimentary rochs*, Journ. Sed. Pet., 35.

Geological Society of London 1964, *Phanerozoic time-scale*. Quart. J. Geol. Soc. Lond., 120.

Ginsburg R. N. 1956, *Environmental relationships of grain size and constituent particles in some South Florida carbonate sediments*, Am. Ass. Petr. Geol., 40, n. 10.

Ginsburg R. N. 1957, *Early diagenesis and lithification of shallow water carbonate sediments of south Florida*. In: Le Blanc J. e Breeding J. G., *Regional aspects of carbonate deposition*. S.E.P.M.A. Spec. Publ. n. 5.

Hedgpet S. W., Ladd H. S. Ed. 1957, *Treatise on marine ecology and paleoecology*, Geol. Soc. of Am., Memoir n. 67.

Illing L. V. 1954, *Bahaman calcareous sands*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 38, n. 1.

Kindle E. M. 1923, *Note on mud-cracks and ripple-marks in recent calcareous sediments*, Journ. of Geol., 31.

Laporte L. 1964, *Facies of the Manlius Formation of New York State*. N. Y. State Geol. Assoc., 36° Ann. Meet. Guidebook, Siracuse.

Logan B. W., Rezak R. e Ginsburg R. N. 1964, *Classification and environmental significance of algal stromatolites*. Journ. of Geol., 72.

Newell N. D. e Rigby K. J. 1957, *Geological Studies on the Great Bahama Bank*. In: Le Blanc J. e Breeding J. G., *Regional aspects of Carbondate Deposition*, S.E.P.M.A. Spec. Publ. n. 5.

Purdy E. G. 1963, *Recent Calcium Carbonate Facies of the Great Bahama Bank*. 1. *Petrography and reaction Groups*. Journ. of Geol., 71, n. 3; 2. *Sedimentary facies*, id. id., 71, n. 4.

PURDY E. G. e IMBRIE J. 1964, *Carbonate sediments of Great Bahama Bank*. Geol. Soc. of America, Guide-book field trip, Convention Miami, Florida.

QUIRKE T. T. 1930, *Spring-pits, sedimentation phenomena*, Journ. of Geol., **38**.

SANDER B. 1936, *Beitrage zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge* (*Rhythmische Kalke und Dolomite aus Tirol*), Tschermaks Mineral Petrogr. Mitt., **46**.

SHROCK R. R. 1948, *Sequence in Layered Rocks*, New York, Mc Graw Hill.

TEBBUTT G. E., CONLEY C. D. e BOYD D. W. 1965, *Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric*, Wyoming Geol. Surv., Contrib. to Geology, **4**, n. 1.

TWENHOFEL W. H. 1950, *Principles of Sedimentation*, New York, Mc Graw Hill.

WIESER W. 1959, *The effect of grain size on the distribution of small invertebrates inhabiting the beaches of Puget Sound, Washington*, Limnol. and Oceanogr. **4**.

WOLF K. H. 1965, *Littoral environment indicated by open-space structures in algal limestones*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **1**, n. 3.

Le microfacies cretaceo-eoceniche nella serie di Rio Arno (Gran Sasso d'Italia)

Nota del socio VALERIA ZAMPARELLI *

(Tornata del 22 dicembre 1966)

In questo lavoro vengono esposti i primi risultati ottenuti nello studio della serie di Rio Arno (140 III NO Gran Sasso d'Italia) per l'intervallo Cretaceo medio-Eocene inferiore. Questi primi risultati si inquadrano nello studio generale delle microfacies che si sta compiendo nel gruppo del Gran Sasso d'Italia.

I precedenti studi micropaleontologici (RENZ 1951) avevano messo in evidenza nel Gran Sasso meridionale (1) la presenza di terreni dell'Eocene medio trasgressivi su terreni del Cretacico superiore.

Successivamente SCARSELLA (1963) riconobbe una serie probabilmente continua dal Cretaceo all'Eocene, comprendente anche il Paleocene.

Le formazioni distinte nella leggenda del foglio 140 Teramo, da me campionate e studiate sono, dal basso verso l'alto:

« Calcari, calciruditi e brecce calcaree bioclastici generalmente in grossi banchi a volte lenticolari con Rudiste, Ostreidi, Terebratule, ecc., con qualche intercalazione di argille e marne verdastre nella parte inferiore dell'orizzonte;. . . (Cretaceo medio s.l.).

Calcari più o meno marnosi biancastri e rosei a luoghi scagliosi in strati poco spessi con selce rossa (facies di « scaglia »); calcari biancastri detritici con intercalazioni conglomeratiche, con Globo-

---

(*) Lavoro eseguito col contributo del C.N.R. Ringrazio il prof. F. SCARSELLA per i numerosi consigli e per avermi messo a disposizione il suo rilevamento di dettaglio e il dott. P. SCANDONE per l'aiuto datomi nella campionatura.

(1) La serie di Renz è stata campionata immediatamente a monte della stazione intermedia della funivia di Campo Imperatore. (140 III NO Gran Sasso d'Italia).

truncane, Orbitoidi, e frammenti di Rudiste ecc. (Cretaceo sup. Cenomaniano).

Calcari marnosi biancastri a luoghi rossi, straterellati (tipo « scaglia ») con intercalazioni di marne arenacee verdastre e rossastre, con Globorotalie, e di calcari e brecciole calcaree biancastri ed avana chiaro in strati poco spessi, con piccole Nummuliti (Paleocene-Eocene inferiore).

Calcari detritici e brecciole calcaree grigiastri alternanti a marne arenacee scagliose, grigio-verdastre, a luoghi rossastre, con Nummuliti, Discocicline, Alveoline (Eocene s.l.) ».

Le microbiofacies hanno confermato questa effettiva continuità di sedimentazione, per ora almeno nella zona di Val Maone (Rio Arno), dove è stata campionata la serie.

Nell'intervallo Cretaceo medio-Eocene inferiore si è riconosciuta l'alternanza, caratteristica delle serie di transizione, di tanatocenosi pelagiche e di tanatocenosi neritiche. Le seconde sono spesso rimaneggiate a causa di fenomeni di risedimentazione di carattere torbiditico.

La campionatura è stata effettuata sulla destra orografica della valle di Rio Arno, alla base del versante (tav. 1). La buona esposizione permette di seguire in maniera regolare, ad eccezione di brevi tratti laminati, la successione dei terreni.

La potenza complessiva della sezione studiata si aggira sui 350-400 metri; lo studio è stato eseguito su circa 300 sezioni sottili.

Dal basso verso l'alto si distinguono:

a) calciruditi e calcareniti grigie e biancastre in strati e banchi di spessore variabile da 30-40 cm. a poco più di due metri, alternati a calcareniti a grana fine e a calcilutiti in strati di 15-30 cm. Spessore: 50 m. circa.

In sezione sottile si distinguono frequenti frammenti di rudiste, di echinidi, e di altri organismi indeterminabili.

La microfauna, nei primi 6-7 m. di serie, è costituita esclusivamente da Orbitolinidi; successivamente da Orbitolinidi, foraminiferi pelagici del gruppo *Ticinella-Hedbergella* (*Ticinella* cfr. *roberti*

(Gangolfi), *Ticinella* sp., ecc.), *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), *Praeglobotruncana* del gruppo *stephani*, *Globotruncana* sp., globigerinidi.

L'età è compresa tra l'Aptiano-Albiano e il Cenomaniano inf.

b) calcilutiti biancastre o rosee (« scaglia »), con, specie nella parte alta, liste, noduli e lenti di selce. Lo spessore raggiunge i 156 metri.

Nella scaglia è possibile riconoscere:

Cenomaniano (20 m.) con associazione a *Rotalipora appenninica appenninica* (Renz), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Glob.* sp. globigerinidi, e, limitatamente alla parte bassa, *Planomalina buxtorfi.*

Turoniano-Senoniano, in cui è possibile distinguere un Turoniano basale (5-6 m.), con *Globotruncana helvetica* (Bolli) (molto frequente), *Rotalipora app. appenninica*, *Glob.* sp. heterohelicidi (*Gumbelina* sp.), globigerinidi, e una restante parte (100 m.) caratterizzata da globotruncane prevalentemente bicarenate del gruppo *G. lapparenti*. Sono state determinate *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. lapparenti coronata* Bolli, *G. lapparenti bulloides* Vogler, *G. lapparenti tricarinata* Quereau, *G. angusticarinata* Gandolfi, *G. linneana* D'Orbigny, *G.* gruppo *renzi* Gandolfi (2). *G. arca* Cushman, oltre numerose altre globotruncane, gumbeline, globigerinidi. Nella matrice sono presenti numerosi prismi di inocerami.

Campaniano-Maastrichtiano (30 m.). Alle calcilutiti sono qui intercalate calcareniti sottilmente stratificate.

Le calcilutiti contengono globotruncane del *gruppo G. lapparenti*, *G. stuarti* (De Lapparent), *Glob.* sp., gumbeline, globigerinidi, frequenti prismi di inocerami; nelle calcareniti, oltre a rare globotruncane si rinvengono orbitoidi (*Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., ecc.), *Siderolites* sp., *Sulcoperculina* sp. *Stensioina* sp, generalmente mal conservati e fortemente spatizzati.

c) calcareniti e calciruditi bianche, di aspetto subsaccaroide, in strati e banchi, con intercalazioni, nella parte alta, di calcareniti a grana fine sottilmente stratificate. Lo spessore è di 80 m. circa.

---

(2) Per ora considero riunite nel gruppo *renzi* tutte le forme attribuite precedentemente alla *G. renzi*, non potendo riconoscere le distinzioni fatte da Caron (1966) su materiale sciolto.

La microfauna è costituita prevalentemente da: *Orbitoides media* (D'Archiac), *Orbitoides* sp., *Omphalociclus macroporus* (Lamark), *Simplorbites gensacicus* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoides* (Lamark), *Siderolites* sp., *Hellenocyclina* sp. Sono inoltre presenti rare globotruncane del gruppo *G. lapparenti*, *G. stuarti*, ecc. L'età è maastrichtiana.

d) calcilutiti grigio-verdastre (« scaglia »), in straterelli sottili (10 m.). Nella parte inferiore (4 m.) si rinviene una associazione a globotruncane coniche del gruppo *G. contusa-caliciformis*, associate a rugoglobigerine, heterohelicidi, (*Gumbelina* sp., *Pseudotextularia* sp., ecc.), caratteristica del Maastrichtiano terminale.

In seguito per circa due metri la serie è mascherata da una copertura detritica localizzata che non ha permesso di prelevare alcun campione di roccia. In tale limitato intervallo dovrebbe a mio avviso cadere il limite Cretaceo-Terziario, in quantochè nella parte superiore (4 m.) della zona d) è presente microfauna paleocenica.

Ho potuto distinguere dal basso in alto:

1) globigerinidi della zona a *G. eugubina* Luterbaker e Premoli Silva (0,75 m.). Le dimensioni delle globigerine variano tra 180 e 200 micron. Pertanto rappresenterebbero la parte medio-superiore della zona a *G. eugubina* istituita da Luterbaker e Premoli Silva.

2) globigerinidi della zona a *G. pseudobulloides-daubjergensis* con, in associazione, frequenti heterohelicidi.

e) alternanza di calcilutiti e calcilutiti marnose, bianche e rosate (« scaglia »), straterellate, con selce, e di calcareniti e calciruditi in strati frequentemente con gradazione verticale. Le calcilutiti contengono microfauna pelagica; le calcareniti e le calciruditi microfauna e microflora neritica, affetta da rimaneggiamento inter- o extraformazionale.

Le associazioni riscontrate, dal basso verso l'alto sono:

1a) (nelle calcilutiti) globigerinidi della zona a *G. pseudobulloides-daubjergensis*, frequenti heterohelicidi.

1b) (nelle calcareniti e calciruditi) oltre alla microfauna pelagica sono presenti miscellanidi(*Miscellanea miscella*(D'Archiac), *Miscellanea* sp.), numerosi rotalidi, anomalinidi, textularidi, *Lituonella* sp., briozoi, e numerosi frammenti di alghe. Tra quest'ultime sono frequenti *Ethelia alba* (Pfender), *Archeolitotamnium* sp.,

Karreria sp., Dasicladaceae (*Acicularia* sp., *Terquemella* sp.); tale associazione algale è stata segnalata recentemente nel Paleocene della Marsica (PRATURLON 1966). Sono inoltre presenti forme cretaciche rimaneggiate, quali globotruncane, *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp. Spessore: 21 m.

2a) globorotalie coniche del gruppo *G. angulata* e globorotalie del gruppo *G. pusilla* e del gruppo *pseudomenardi*, numerosi globigerinidi del gruppo *triloculinoides-linaperta*.

3b) come 1b), con più frequenti globotruncane rimaneggiate. Spessore: 20 m.

4a) globorotalie eoceniche del tipo *G. rex* e globigerinidi dal guscio spesso e spinoso.

4b) discocicline, piccole nummuliti, alveolinidi, operculinidi, rotalidi, *Disticoplax* cfr. *biserialis* (DIETRICH), frammenti di melobesie, *Sphaerogipsina* sp., e forme cretaciche e paleoceniche rimaneggiate quali orbitoidi, globotruncane, miscellanidi.

Circa l'età si può pertanto affermare che la zona e) comprenda tutti i termini dal Daniano all'Eocene inf.

Uno studio più dettagliato, che si avvalga possibilmente anche di microfaune isolate da materiali lavabili, potrà forse in seguito permettere di distinguere i vari piani intermedi.

RIASSUNTO

Viene descritto l'intervallo Cretaceo medio-Eocene inf. della serie di Rio Arno nel gruppo del Gran Sasso d'Italia. Le microfacies mostrano un'alternanza di associazioni pelagiche (a Globotruncane e a Globorotalie) e neritiche (ad Orbitoidi, alghe, ecc.). Quest'alternanza, tipica delle facies di transizione, è particolarmente ben evidente per tutto il Paleocene.

SUMMARY

The Rio Arno section (Gran Sasso d'Italia) is described. Carbonate sediments from Middle Cretaceous to Lower Eocene are alternately of neritic and pelagic facies. This is peculiar of the shelf-edge transitional facies in central Apennines.

RESUMÉ

Dans la coupe de « Rio Arno » (Gran Sasso d'Italia) l'intervalle Crétacé moyen-Eocène inférieur a montré l'alternance de microfaunes pélagiques et néritiques, tipique des faciès de transition.

BIBLIOGRAFIA

Agip Mineraria (1959) *Microfacies italiane*. Op. di 35 pp., tav. 1-145, Milano.

Alberti A. (1956) *Note preliminari sul rilevamento geologico dell'App. abruzzese (F. 140 Teramo), campagna geologica* 1955. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 78, n. 3, pp. 353-355, Roma.

— (1957) *Sul rilevamento geologico in Abruzzo, F. 140 Teramo*. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 79, n. 1, pp. 385-391, tav. 1, Roma.

Bolli H. M. (1944) *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken*. E. G. H., vol. 37, n. 2, pp. 217-328, tav. 1 fig. 6, Bâle.

— (1957) *The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana, and Abathomphalus in the upper Cretaceous of Trinidad, B. W. I.* U. S. Nat. Mus. Bull., n. 215, pp. 51-60, fig. 10, tav. 12-14, Washington.

— (1957) *The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I.* U. S. Nat. Mus. Bull., n. 215, pp. 61-81, fig. 11-13, tav. 16-20, Washington.

Bolli H. M. e Cita B. M. (1960) *Globigerine e Globorotalie del Paleocene di Paderno d'Adda (Italia)*. Riv. Ital. Pal. Strat., vol. 66, n. 3, pp. 361-408, fig. 1-2, tav. 33-35, Milano.

— (1960a) *Upper Cretaceous and Lower Tertiary planktonic Foraminifera from the Paderno d'Adda section, northern Italy*. Proc. XXI Inter. Geol. Congr., pt. V, pp. 150-161, fig. 1-3, Copenhagen.

Bronnimann P. (1952) *Note on planktonic foraminifera from Danian localitien of Jutland, Denmark*. E. G. H., vol. 45, n. 2, pp. 339-341, fig. 1, Bâle.

— e Brown N. K. jr. (1955) *Taxonomy of the Globotruncanidae*. E. G. H., vol. 48, n. 2, pp. 503-561, fig. 1-24, pl. XXIV, Bâle.

Caron M. (1966) *Globotruncanidae du Crétacé supérieur du Synclinal de la Gruyère (Prealpes medianes, Suisse)*. Rev. de Microp., vol. 9, n. 2, pp. 68-93, fig. 1-6, tav. 1-5, Paris.

Cita B. M. (1954) *Il Daniano in Italia*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 8, vol. 18, fasc. 2, pp. 201-207, fig. 1-2, Roma.

— (1965) *Jurassic, Cretaceous and Terziary microfacies from the southern Alps. (Northern Italy)*, Leiden.

Colacicchi R. (1964) *La facies di transizione della Marsica Nord-Orientale (Serie della Serra Sparvera e della rocca di Chiarano)*. Geol. Rom., vol. III, pp. 93-124, fig. 17, tav. 2, Roma.

— (1966) *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche.* Mem. della Soc. Geol. Ital., vol. V, fasc. I, pp. 1-18, fig. 2, Pisa.

Ellis B. F., Messina A. R. (1940 e seg.) *Catalogue of Foraminifera.* Amer. Mus. Nat. Hist. spec. Publ., New York.

Gandolfi R. (1942) *Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino).* Mem. It. Pal. n. 4, pp. 1-160, tab. 1-49, pl. 1-14, Milano.

Hagn H. e Zeil W. (1954) *Globotruncanen aus dem Ober-Cenomen und Unter-Turon der Bayerischen Alpen.* E. G. H., vol. 47, n. 1, pp. 1-60, fig. 3 tav. 3, Bâle.

Hofker J. (1960) *Le problème du Dano-Paléocène et le passage Cretacé-Tertiaire.* Rev. Microp., vol. 3, n. 2, pp. 119-130, tav. 1-3, Paris.

— (1966) *La position stratigraphique du Maestrichtien type.* Rev. Microp., vol. 8, n. 4, pp. 258-264, fig. 3, tav. 2, Paris.

Klaus J. (1960) *La répartition stratigraphique des Globotruncanidés au Turonien et au Coniacien.* E. G. H., vol. 53, n. 2, pp. 694-704, fig. 1, Bâle.

Luterbacher H. P. e Premoli Silva I. (1961) *Note préliminare sur une révision du profil de Gubbio. Italie.* Riv. It. Pal. Strat., vol. 68, n. 2, pp. 253-288, fig. 1-3, tav. 19-23, Milano.

— (1964) *Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino centrale.* Riv. It. Pal. Strat., vol. 70, n. 1, pp. 67-128, tav. 2-7, fig. 1-12, Milano.

Malapris M. e Rat P. (1961) *Données sur les Rosalines du Cénomanien et du Turonien de la Côte d'Or.* Rev. Microp., vol. 4, n. 2, pp. 85-98, Paris.

Manfredini M. (1953) *Relazione preliminare sul rilevamento geologico del foglio Teramo (Catena del Gr. Sasso fra Vado di Corno e Vado Ferruccio).* Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 79, pp. 397-399 Roma.

— (1966) *Sui rapporti tra facies abruzzese e facies umbra nell'Appennino meridionale.* Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 86, pp. 3-28, Roma.

Mornod L. (1949) *Les Globorotalidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises).* E. G. H., vol. 42, n. 2, pp. 573-596 fig. 1-14, Bâle.

Praturlon A. (1966) *Algal Assemblages from Lias to Paleocëne in Southern Latium Abruzzi: a Review.* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 85, n. 1, pp. 167-194, 16 fig., 1 tab., Roma.

Reichel M. (1952) *Remarques sur les Globigérines du Danien de Faxe (Danemark) et sur celles des couches de passage du Crétacé.* E. G. H., vol. 45, n. 2, pp. 341-348, tav. 1, Bâle.

Renz O. (1951) *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sulla Scaglia (Cretaceo superiore-Terziario) dell'Appennino centrale.* Mem. Descr. Carte Geol. Ital., vol. 29, pp. 1-173, fig. 1-14, tav. 1-15, Roma.

Scarsella F. (1953) *Relazioni preliminari sui rilevamenti geologici fatti durante il* 1953 *nei fogli*: 139-*L'Aquila;* 140-*Teramo;* 142-*Civitavecchia;* 147-*Ariano Irpino.* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 75, pp. 795-804, Roma.

— (1955) *Relazione preliminare sul rilevamento fatto nelle tavolette 140 III NO e NE (Gran Sasso) durante la campagna estiva del* 1954. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 76, pp. 571-574, Roma.

— (1957) *Il rilevamento geologico del Gran Sasso d'Italia.* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 76, fasc. 3, pp. 64-68, Roma.

— (1959) *LX Riunione estiva della Società Geologica Italiana, L'Aquila,* 13-19 *settembre* 1959. Guida delle escursioni, Roma.

Servizio Geologico d'Italia. (1963) *Carta geologica d'Italia* 1 : 100000 - *F.* 140 *Teramo.*

Sigal J. (1955) *Sur l'extension du genre Ticinella Reichel.* C. R. Somm. Soc. Géol. France, pp. 225-226, Paris.

— (1956) *A propos de Globotruncana helvetica Bolli.* C. R. Somm. Soc. Géol. France, pp. 35-36, Paris.

Zamparelli V. (1963) *La successione stratigrafica dal Giurassico superiore al Cretaceo medio nel versante meridionale di Pizzo Cefalone. (Gran Sasso d'Italia).* Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. 72, pp. 162-167, tav. 2, Napoli.

COLONNA STRATIGRAFICA DELLA SERIE DI RIO ARNO

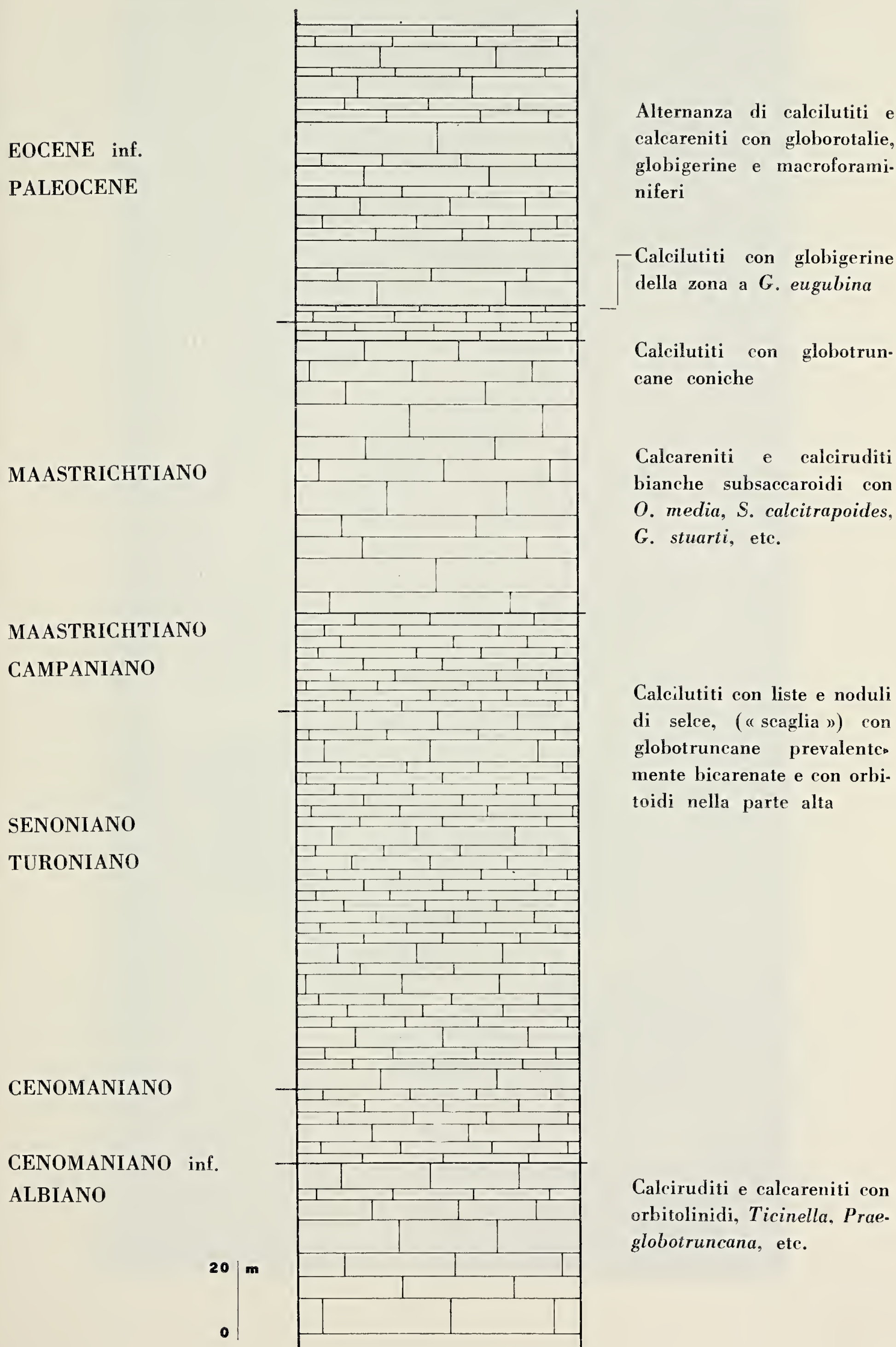
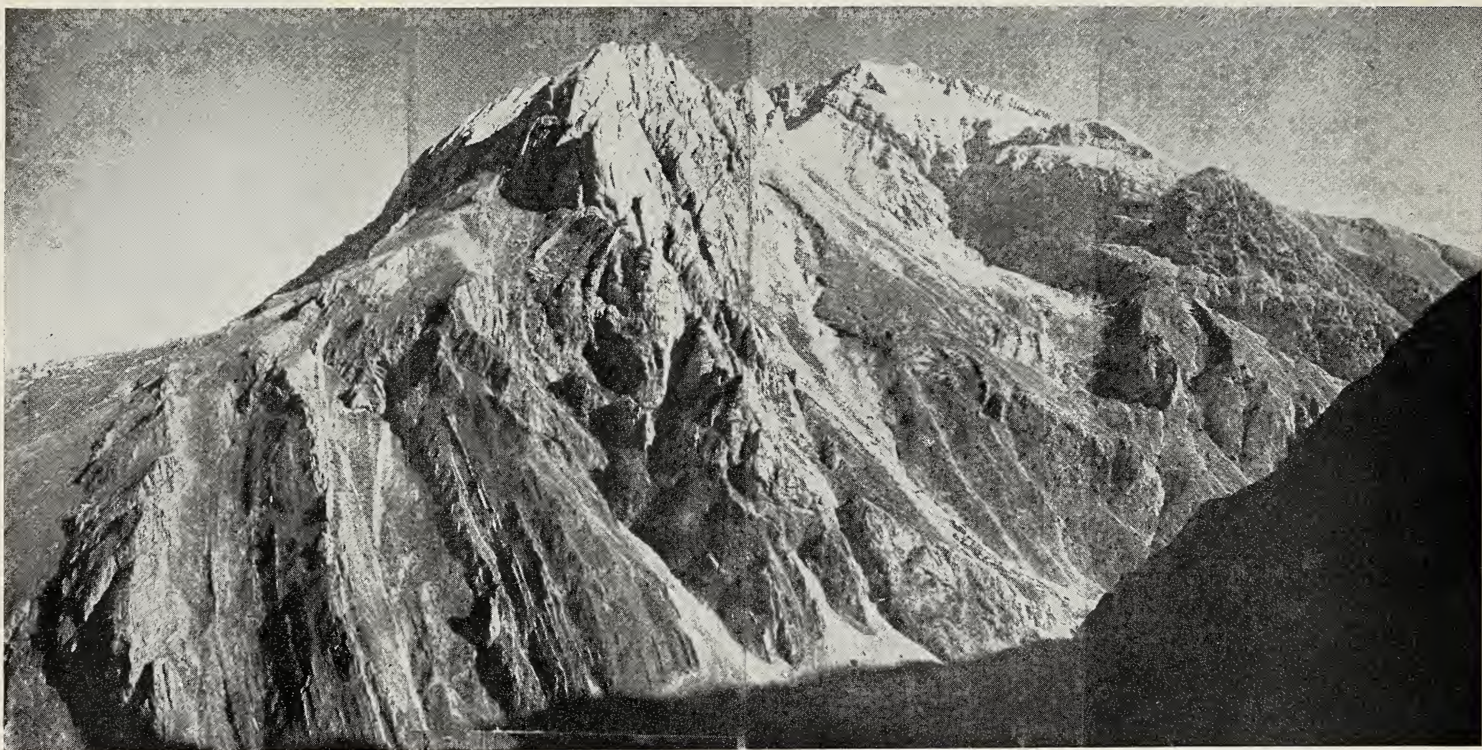


TAVOLA II.

Versante destro della Val Maone, dal Valone dei Ginepri alle cascate del Rio Arno.
Serie rovesciata dal Cretacico inf. al Miocene.



(Foto F. Scarsella)

TAVOLA III.

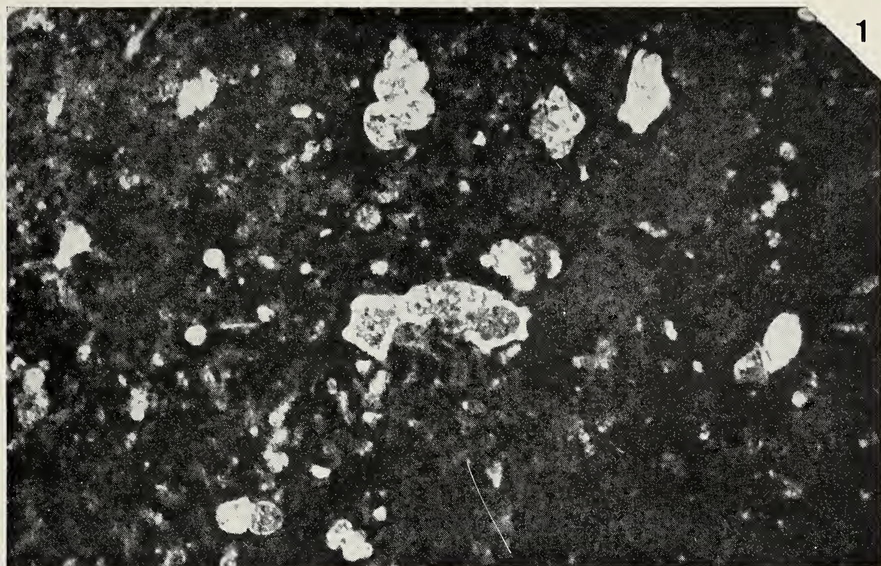
Fig. 1. — Microfacies a globotruncane: *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, gumbeline, etc. 43,5 ×. Turoniano-Senoniano.

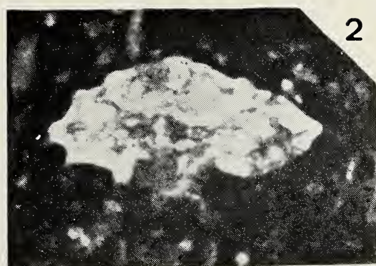
Fig. 2. — *Globotruncana* gruppo *renzi* (GANDOLFI) 68,5 ×. Turoniano-Senoniano.

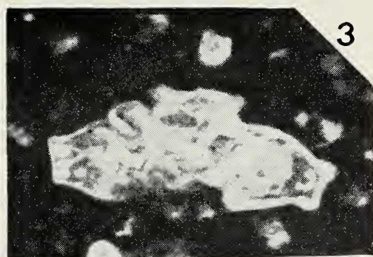
Fig. 3. — *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN 80 ×. Turoniano-Senoniano.

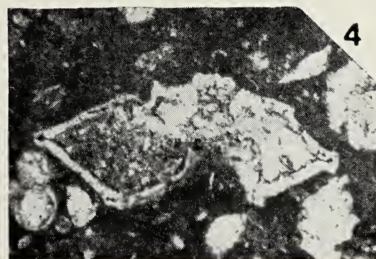
Fig. 4. — *Rotalipora* cfr. *appenninica appenninica* (RENZ). 88 ×. Cenomaniano.

Fig. 5. — *G. lapparenti bulloides* VOGLER 116 ×. Turoniano-Senoniano.


1


2


3


4

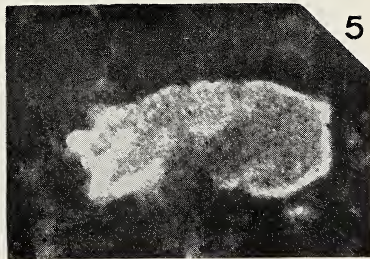

5

TAVOLA IV.

Fig. 1. — *Globotruncana helvetica* Bolli 40×. Turoniano basale.

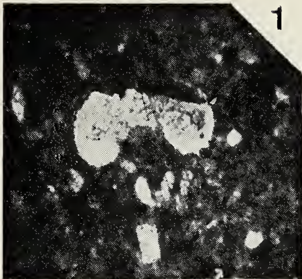
Fig. 2. — *G. contusa* Cushman 37×. Maastrichtiano.

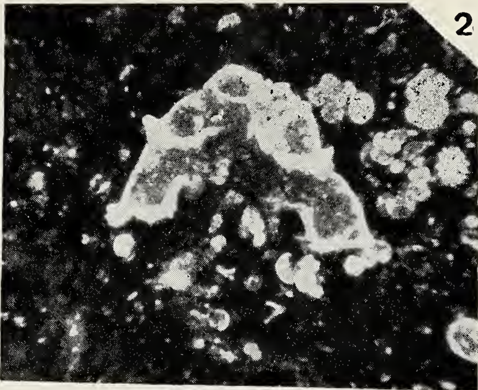
Fig. 3. — *G. stuarti* (De Lapparent) 36×. Campaniano-Maastrichtiano.

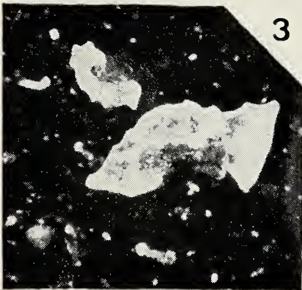
Fig. 4. — Globigerinide della zona a *G. eugubina* L. e P. S. 108×. Paleocene inf. (Daniano).

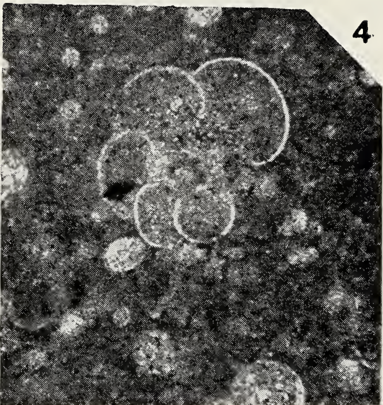
Fig. 5. — Microfacies della zona a *G. eugubina*. 40×. Paleocene inf. (Daniano).

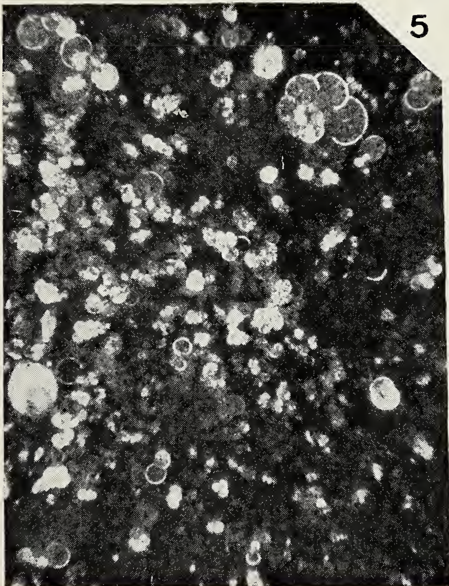
Fig. 6. — *Miscellanea miscella* (D'Archiac). 28×. Paleocene.


1


2


3


4


5

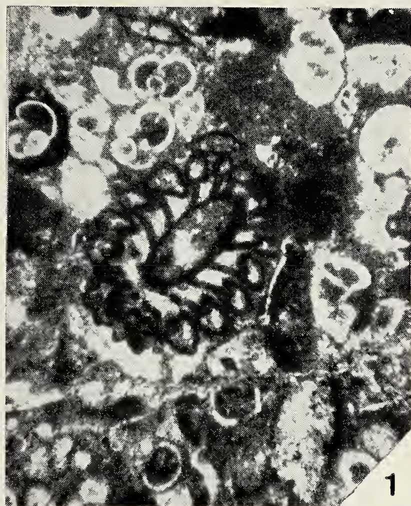

6

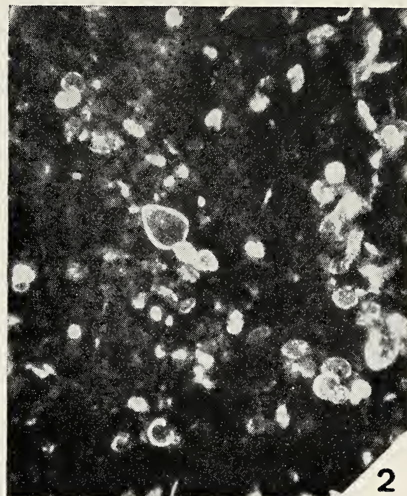
TAVOLA V.

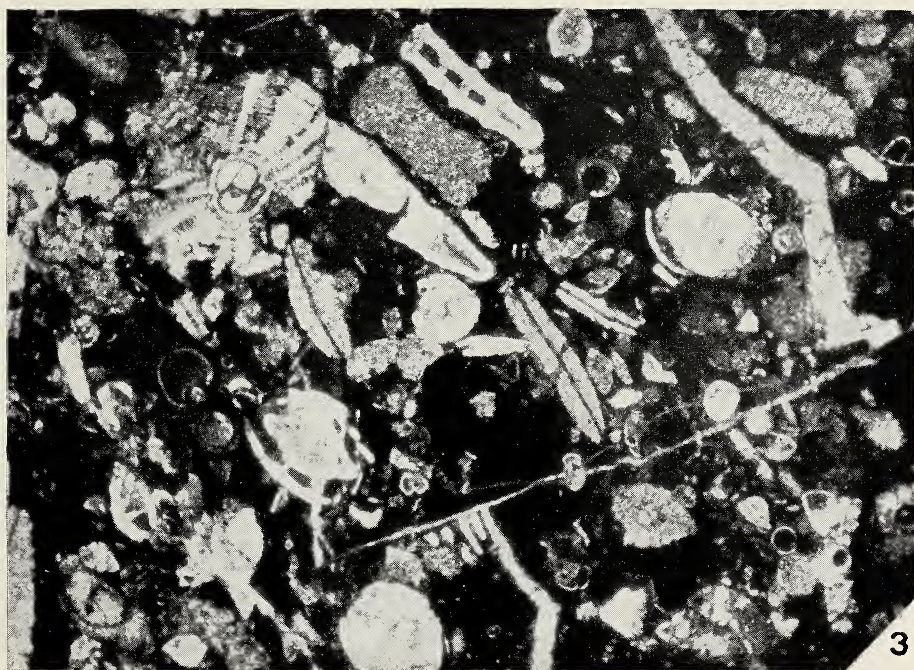
Fig. 1. — Microfacies con globigerine e globorotalie e *Karreria* sp. 29×. Paleocene.

Fig. 2. — Microfacies della zona a *G. pseudomenardi*. 34×. Paleocene.

Fig. 3. — Microfacies con discocicline, nummuliti, operculinidi, globigerine, globorotalie, orbitoidi rimaneggiati e altri resti organici, 13×. Paleocene.


1


2


3

Sulla presenza di terreni calabriani nei dintorni di Camerota (Salerno) (*)

Nota del Socio ITALO SGROSSO e del Dott. GIULIANO CIAMPO (1)

(Tornata del 22 dicembre 1966)

Premessa.

Nel 1949 G. Mirigliano segnalò e descrisse, nella zona del salernitano compresa tra Licusati, S. Iconio e porto degli Infreschi, numerosi affioramenti di argille, argille sabbiose, sabbie e conglomerati, che attribuì al Pliocene (2).

Più precisamente datò come Piacenziano le argille e le argille sabbiose inferiori sulla scorta di abbondanti reperti micro e macrofaunistici e, come Astiano, le sabbie sovrastanti, per posizione stratigrafica e per correlazioni litologiche di carattere regionale.

Alcune tesi sperimentali sulle faune di questi terreni effettuate presso l'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli hanno fatto pensare ad un'età più recente di quella data dal Mirigliano, età, che, per alcuni di questi giacimenti, è stata ulteriormente precisata dallo studio sulla microfauna effettuato da uno degli scriventi

---

(*) Lavoro stampato con il contributo del C.N.R.

(1) I. Sgrosso, che ha effettuato il rilevamento della zona in questione (compresa nella tav. 209 II SE, Camerota) per conto del Servizio Geologico d'Italia sotto la direzione scientifica del prof. Francesco Scarsella, ha compiuto la ricostruzione stratigrafica; G. Ciampo, che ha effettuato la sua tesi di laurea sperimentale sulle microfaune della zona, ha compiuto lo studio paleontologico. Le conclusioni stratigrafiche sono state elaborate in collaborazione.

(2) Nel Foglio 209, Vallo della Lucania, alcuni di questi affioramenti vengono genericamente attribuiti al Quaternario, altri all'Eocene ed altri ancora non sono distinti.

(Ciampo), studio che ha permesso di riconoscere la presenza del Calabriano (3).

Abbiamo ritenuto interessante pertanto segnalare l'età di questi terreni, ritenuti pliocenici, e, descrivere la loro successione stratigrafica più tipica. La datazione è stata effettuata in base ad associazioni microfaunistiche che secondo i più recenti Autori sono altamente indicative.

Viene inoltre messa in luce una tettonica post-calabriana che ha notevolmente dislocato questi sedimenti.

Il ringiovanimento dell'età di questi terreni che contengono frequenti cristalli di augite, sanidino e di magnetite, talora addensati in particolari livelli, ha importanza ai fini della datazione dello inizio del vulcanesimo campano. Una delle prove della età pliocenica di quest'ultimo, infatti, era offerta proprio dal fatto che i terreni di Camerota ritenuti pliocenici, contenessero materiale piroclastico di provenienza campana (4).

Inoltre, le puddinghe grossolane a matrice sabbiosa, che affiorano estesamente e con esposizione particolarmente chiara soprattutto nei dintorni di Centola, vengono messe in relazione, sia pure dubitativamente, coll'ingressione marina e la successiva regressione che hanno condizionato la deposizione dei terreni in esame. Questi sedimenti conglomeratici erano stati sinora attribuiti all'Eocene. (Foglio 209, Vallo della Lucania) e all'Oligocene (Blanc e Segre 1953) (5).

---

(3) Questa nota, che ha carattere preliminare, si limita alla segnalazione e descrizione dei terreni calabriani; in un prossimo lavoro più dettagliato, che verrà effettuato anche con la collaborazione di P. Scandone, verranno descritti tutti i terreni quaternari affioranti nella zona compresa tra Caprioli e Scario e verranno prese in esame le loro interessanti caratteristiche stratigrafiche e paleontologiche.

(4) La provenienza di questo materiale piroclastico dai centri eruttivi campani è stata ipotizzata ma non provata. Il materiale della « formazione tufacea » di Mirigliano contenuto nelle « molasse » è stato recentemente interpretato (Scandone-Lirer 1966) come proveniente da un vulcano del Pleistocene superiore ubicato nel basso Tirreno.

(5) Queste due attribuzioni possono senz'altro escludersi perchè questi terreni sono trasgressivi anche su sedimenti miocenici.

Descrizione dei terreni affioranti.

I sedimenti di cui trattiamo affiorano a quote variabili dal livello del mare (Cala Bianca) sino a 400 m. circa (Serracchio Vascelli, Iazzo S. Iconio, S. Antonio, ecc.) e a varie quote comprese tra questi limiti, si trovano spesso ampi terrazzi di erosione marina e testimonianze di una trasgressione (Castaneto, Bellamia, Il Piano, Settepani, Costa S. Carlo, ecc.).

Sino a poche decine di metri di quota affiorano inoltre sedimenti tirreniani e post-tirreniani (Blanc e Segre, 1953).

Gli affioramenti in esame più estesi e più tipici, come già riscontrato dal Mirigliano, sono quelli di Cala Bianca, di Lentiscosa, della Torre di Teano e di Camerota; in questi infatti si può ricostruire una successione stratigrafica e si sono rinvenuti livelli riccamente fossiliferi alcuni dei quali ancora in corso di studio. Dal basso verso l'alto in generale la successione tipica è data da: argille, argille sabbiose, sabbie e ghiaie; dove è visibile la trasgressione sul substrato il primo termine affiorante è un conglomerato con elementi ben arrotondati a matrice sabbiosa e talora una calcarenite clastico-organogena. Quindi procedendo verso i termini più recenti, l'esame dei caratteri litologici e delle biofacies mostra un ambiente di sedimentazione di tipo regressivo che passa poi rapidamente a continentale. È a questa altezza stratigrafica che si hanno le più forti variazioni litologiche.

A Cala Bianca affiorano estesamente argille grigie e verdastre lievemente sabbiose ed argille grigio-azzurre contenenti abbondanti resti di macrofauna (molluschi, echinodermi, briozoi, ecc.); a queste ultime seguono con passaggio graduale verso l'alto sabbie gialle e rossastre che contengono alcuni livelli lentiformi di ghiaie e di puddinghette a matrice sabbiosa. Infine sabbie rosse post-tirreniane contenenti un tipico livello di materiale piroclastico (Scandone e Lirer, 1966) tagliano in forte discordanza angolare la successione descritta. I rapporti tra questi due diversi tipi di argille non sono ancora del tutto chiariti per la notevole clinostratificazione che presentano e per la copertura delle sabbie post-tirreniane e dell'abbondante detrito che non permette di seguire gli affioramenti con continuità. In questa zona inoltre la trasgressione sul substrato non è visibile; ci siamo pertanto limitati ad analizzare solo alcuni campioni che hanno fornito una microfauna di tipo freddo (notevole incremento percentuale di *Cassi-*

dulina laevigata carinata SILV. e di altre forme ad habitat freddo in sedimenti di tipo regressivo); nelle argille grigie e verdastre si è riscontrata anche la presenza di *Hyalinea balthica* (SCHR.). Ci ripromettiamo di chiarire nel prossimo lavoro le posizioni reciproche di questi terreni e di specificarne meglio le età basandoci anche sullo studio dell'abbondante macrofauna contenuta soprattutto nell'argille azzurre.

A Lentiscosa, dove affiorano terreni analoghi, i rapporti col substrato sono più evidenti, in quanto si ritrova, un centinaio di metri ad est di località Fontana il contatto con i calcari e le dolomie dell'Infralias (6); il conglomerato di trasgressione è formato da ciottoli più o meno appiattiti immersi in una abbondante matrice arenacea e calcarenitica localmente molto ricca di frammenti organici (molluschi, echinodermi, briozoi). Talora l'erosione, asportando i sedimenti terrigeni, ha messo a nudo il substrato in cui sono visibili numerosi fori di litodomi e di altri organismi litofagi. Sopra al conglomerato anzidetto affiora una successione prevalentemente sabbiosa che ha dato una ricca microfauna di tipo costiero poco indicativa però per una esatta datazione. Spostandosi lateralmente invece, verso località Fontana, le sabbie diventano sempre più argillose sinchè si trovano vere e proprie argille che hanno fornito una microfauna calabriana. Lo spessore di queste argille, difficilmente valutabile con esattezza, non dovrebbe superare i 30 metri; verso l'alto si passa poi a un complesso potente circa 50 metri di sabbie giallastre e rosse più o meno cementate che contengono qualche raro livello lentiforme di ghiaie. Queste sabbie del tutto sterili, a monte dell'abitato di Lentiscosa passano lateralmente e con gradualità a conglomerati a ciottoli calcarei e cemento calcitico che, ai margini dell'affioramento, diventano vere e proprie brecce di pendio ben cementate. Si tratta quindi di depositi marini seguiti da sedimenti in facies regressiva ed infine continentale.

Questa successione di ambienti è riscontrabile chiaramente anche nei sedimenti che affiorano in località Torre di Teano, sopra Marina di Camerota. Quivi un conglomerato a grossi ciottoli, appartenenti alla serie carbonatica sottostante, trasgredisce sul substrato infraliassico ed è seguito verso l'alto da un sabbione prevalentemente calcareo molto ricco di fossili per lo più frammentari e da una puddinga mal cementata a matrice arenacea nella quale sono intercalate lenti

---

(6) La successione dei terreni mesozoico-terziari affioranti nella zona è descritta in SCANDONE, SGROSSO e BRUNO (1964).

grossolanamente arenacee. Localmente le sabbie si presentano alquanto siltose e argillose. I residui dei lavati di quest'ultimi sedimenti a grana più sottile hanno fornito un'abbondante microfauna di tipo costiero.

Nella zona pianeggiante compresa tra Camerota e Licusati le argille pleistoceniche sono per lo più ricoperte da terreno agrario e da abbondante detrito e vengono pertanto raggiunte solo dai pozzi per acqua o occasionalmente messe a nudo da qualche piccola frana; un tempo erano attivamente estratte per alimentare la locale industria fittile; attività che negli ultimi anni sembra aver ripreso vigore in relazione soprattutto alla valorizzazione turistica della zona. Nelle poche sezioni ben esposte anche se non si può ricostruire per intero la successione stratigrafica si può comunque notare il passaggio da facies marine a facies continentali.

Nei dintorni di Licusati, in località S.S. Annunziata, con una potenza di circa 100 metri, affiorano brecce calcaree stratoidi più o meno ben cementate che nella parte bassa contengono livelli di sabbie giallastre e di argille sabbiose le quali a loro volta passano inferiormente a puddinghe con matrice sabbiosa; nella piana sottostante, gli scavi effettuati per ricerche d'acqua hanno raggiunto argille grigio-azzurre; queste stesse si ritrovano in affioramento sul fondo di una incisione naturale poche decine di metri ad est del cimitero di Licusati.

Nella cava di sabbia e ghiaia presso l'abitato di Camerota affiora una successione sabbiosa e sabbioso conglomeratica di facies continentale che lateralmente passa con gradualità a sedimenti lacustri costituiti da travertini, sabbie, marne e argille, ben stratificate e talora straterellate, che contengono piccoli gasteropodi (Paludine), oogoni di caracee e abbondanti carapaci di ostracodi. Questi stessi sedimenti, in cui prevalgono però i termini argilloso-marnosi contenenti talora sporadici resti vegetali, affiorano con una potenza di circa 10 metri in una forra incisa da un torrentello affluente di sinistra del corso d'acqua che scorre nel vallone delle Fornaci. In questo spaccato gli strati pendono di circa 20° verso est e grosso modo si possono raccordare con quelli che affiorano nelle vicinanze dell'abitato di Camerota. Nella parte alta di questa successione compaiono intercalazioni sempre più frequenti di materiale arenaceo rossastro. Addentrandosi nella forra si passa gradualmente a sedimenti sempre meno evidentemente stratificati; l'originaria pendenza si addolcisce sino ad invertire, sia pure lievemente, l'immersione; cominciano a prevalere grossi

ciottoli più o meno arrotondati legati da un cemento travertinoso, i sedimenti marnoso-argillosi diventano sempre meno frequenti sino ad essere sostituiti da vere e proprie brecce.

Nella zona compresa tra vallone del Marcellino, la S.S. Annunziata e S. Iconio affiorano altri numerosi piccoli lembi di sabbie, di argille, di ghiaie a testimonianza di una copertura terrigena un tempo uniformemente estesa e più potente.

Considerazioni stratigrafiche.

L'esame micropaleontologico di alcuni campioni prelevati nella serie di Cala Bianca e Lentiscosa ha messo in evidenza, come accennato, una ricca fauna.

Per i sedimenti di Cala Bianca come già detto ci si è per ora limitati ad accertare la presenza di associazioni faunistiche di tipo freddo, mentre per Lentiscosa, dove la successione stratigrafica è più chiara, si è proceduto ad uno studio più approfondito. Pertanto si sono raccolti nove campioni sulla collinetta ove sorge la chiesa di S. Rosalia e lungo il pendio sinistro della valletta sottostante (Località Fontana) e sono stati contrassegnati con le sigle C1, C2, . . . C9. La campionatura ha inizio dai primi termini trasgressivi sul substrato infraliassico e prosegue fin dove è possibile a causa dell'abbondante copertura vegetale e del terreno agrario.

I campioni C1, C2, C4, C5 prelevati in sedimenti sabbiosi e argillo-sabbiosi hanno fornito una fauna, seppur abbondante, di tipo banale, come era del resto prevedibile, dato l'ambiente di sedimentazione decisamente costiero; le forme in essi predominanti appartengono ai generi *Discorbis*, *Elphidium*, *Cibicides*, pure numerosi sono gli individui appartenenti ai generi *Quinqueloculina*, *Textularia* e *Planorbulina*. Nei campioni C4 e C5 si verifica un aumento del numero d'individui della specie *Cassidulina laevigata carinata* Silv. I planctonici, tra cui rare *Globigerina pachyderma* Ehr. e *Globigerina quinqueloba* Natl. sono presenti in numero trascurabile.

Nei campioni dal C6 fino al C9 compare una fauna tipica con numerosi « ospiti nordici » che si ritrovano poi anche nel campione C3 (7).

(7) Questo campione, prelevato in una zona laterale al percorso di serie, non presentava chiari rapporti con la serie stessa.

Nella seguente tabella è riportato l'elenco delle specie trovate, limitatamente a questi ultimi cinque campioni più significativi dal punto di vista stratigrafico. In esso si indicano le abbondanze relative con i simboli: rr, che indica la presenza da 1 fino a 10 individui, r (da 10 a 20), c (da 20 a 50), f (da 50 a 100), ff (oltre 100) (8).

I risultati dell'esame micropaleontologico portano pertanto ad escludere l'età pliocenica dei sedimenti presi in esame (9) e indicano la loro certa appartenenza a uno dei due piani del quaternario freddo.

Si è giunti a questa conclusione, innanzitutto dal ritrovamento non esiguo di *Hyalinea balthica* (SCHR.). Questa specie è accompagnata inoltre da numerose forme ad habitat preferenzialmente freddo, quali *Pyrgo* spp., *Sigmoilopsis schlumbergeri* (SIL.), varie specie di *Lagena*, *Nonionella turgida* (WILL.), *Bulimina marginata* D'ORB., *Stainforthia complanata* (EGGER), *Trifarina angulosa* (WILL.), *Cassidulina laevigata carinata* SILV. *Globigerina pachyderma* (EHR.), *Globigerina quinqueloba* NATL. ecc. Si nota poi il coesistere delle suddette specie con altre forme prediligenti un habitat più costiero (*Elphidium*, *Cibicides*, *Ammonia*, ecc.); cioè si ha quel fenomeno di migrazione verticale, così comune nei mari del quaternario freddo, allorchè per sopravvenute variazioni climatiche, individui ad habitat più profondo trovarono anche sotto costa un ambiente con temperature favorevoli al loro sviluppo.

Come è noto, è molto difficile la distinzione tra il Calabriano e il Siciliano, sulla scorta dei soli microfossili; comunque allo stato attuale delle nostre conoscenze pensiamo di poter attribuire ai sedimenti argillo-sabbiosi di Lentiscosa un'età Calabriana sia per la quota topografica (300 m. circa), sia per l'abbondanza di alcune forme che hanno il loro massimo sviluppo al passaggio Plio-Quaternario, quali: *Bolivina catanensis* (SEGUENZA), *Bolivina dilatata* REUSS, *Cassidulina laevigata carinata* SILV., sia per la presenza di altre ad affinità pliocenica che solo raramente sono state rinvenute nel Siciliano quali: *Dorothia gibbosa* (D'ORB.), *Syphonodosaria pyrula* (D'ORB.), *Astrononion stelligerum* (D'ORB.), *Loxostomum perforatum* DI NAPOLI, *Bolivina punctata* HANTK., *Vaginulina* aff. *laevigata*

---

(8) Nella tabella, come nelle descrizioni paleontologiche, si è seguita la classificazione di LOEBLICH e TAPPAN in MOORE (1964).

(9) Tale deduzione si può estendere anche agli altri affioramenti descritti, che pur non essendo stati per ora studiati dal punto di vista micropaleontologico, presentano un'analoga successione stratigrafica e vengono pertanto provvisoriamente considerati coevi.

TABELLA

	C 3	C 6	C 7	C 8	C 9
Spiroplectammina wrighti (Silv.)	—	rr	r	r	rr
Textularia abbreviata D'Orb.	rr	r	r	rr	rr
Textularia aciculata D'Orb.	rr	f	rr	rr	rr
Textularia conica D'Orb.	—	rr	c	r	r
Textularia corrugata Costa	—	—	rr	—	—
Syphotextularia concava (Karrer)	—	—	rr	rr	—
Bigenerina nodosaria D'Orb.	rr	—	—	—	—
Dorothia gibbosa (D'Orb.)	rr	r	f	c	r
Spiroloculina canaliculata D'Orb.	—	—	rr	rr	—
Quinqueloculina stalkeri Loebl. e Tappan	—	rr	r	rr	—
Quinqueloculina vulgaris D'Orb.	—	—	—	rr	—
Pyrgo borchi Silv.	—	—	rr	—	rr
Pyrgo depressa (D'Orb.)	—	—	rr	—	—
Sigmoilina elliptica Galloway e Wissler	rr	rr	r	rr	—
Sigmoilina tenuis (Czjzek)	—	—	rr	—	—
Sigmoilopsis schlumbergeri (Silv.)	rr	c	c	c	—
Dentalina soluta Reuss	rr	—	—	—	—
Lagena artificiosa Buchner	rr	rr	—	—	rr
Lagena compta Buchner	—	rr	—	rr	—
Lagena gracillima (Seguenza)	rr	rr	—	—	—
Lagena sulcata (Walk. e Jac.)	rr	r	rr	rr	rr
Lenticulina lucida (Cush.)	—	—	rr	—	rr
Saracenaria latifrons (Brady)	—	rr	—	—	—
Vaginulina aff. *laevigata lequilensis* Forn.	—	rr	—	—	—
Vaginulina sp.	—	rr	—	—	—
Globulina gibba D'Orb.	—	—	rr	rr	—
Oolina apiculata (Reuss)	rr	rr	—	—	rr
Oolina castanea Flint	rr	rr	rr	rr	rr
Oolina hexagona Will.	rr	rr	rr	—	c
Fissurina aequilabialis Buchner	—	rr	—	—	—
Fissurina annectens Burrow	—	rr	rr	rr	rr
Bolivina alata (Seguenza)	rr	—	rr	—	—
Bolivina catanensis Seguenza	ff	ff	f	c	c
Bolivina compacta Sidebottom	rr	r	—	—	—
Bolivina dilatata Reuss	r	f	rr	—	—
Bolivina plicatella Cush.	rr	c	r	rr	rr

continuazione tabella

	C 3	C 6	C 7	C 8	C 9
Bolivina punctata HANTK.	c	f	r	rr	—
Bolivina vadescens CUSH.	rr	rr	rr	—	—
Bolivina variabilis (WILL.)	—	rr	rr	rr	rr
Brizalina aereniensis (COSTA)	rr	rr	—	—	—
Syphonodosaria pyrula (D'ORB.)	—	—	—	—	—
Bulimina aculeata D'ORB.	r	rr	c	rr	rr
Bulimina elongata D'ORB.	—	rr	—	—	—
Bulimina gibba FORNASINI	r	rr	f	r	r
Bulimina marginata D'ORB.	f	f	f	c	c
Stainforthia complanata (EGGER)	rr	c	rr	rr	rr
Reussella spinulosa (REUSS)	rr	c	rr	rr	rr
Hopkinsina bononiensis (FORN.)	—	—	rr	rr	—
Trifarina angulosa (WILL.)	r	c	c	c	rr
Discorbis araucana (D'ORB.)	rr	f	rr	rr	rr
Discorbis australis PARR	—	rr	—	rr	—
Gavelinopsis praegeri (HERR. ALL. e EAR.)	—	r	c	r	rr
Neoconorbina orbicularis (TERQUEM)	—	r	rr	rr	rr
Rosalina globularis (D'ORB.)	—	r	c	rr	—
Rosalina villardeboana (D'ORB.)	—	r	—	rr	—
Cancris auriculus FICHTEL e MOLL	—	rr	rr	rr	rr
Valvulineria bradyana (FORN.)	ff	ff	f	c	c
Siphonina reticulata (CZJZ.)	—	rr	—	—	—
Asterigerina mamilla (WILL.)	rr	r	r	rr	rr
Spirillina vivipara EHRM.	rr	—	rr	—	—
Ammonia beccarii L.	f	c	c	c	r
Elphidium crispum (L.)	—	rr	—	rr	rr
Elphidium complanatum D'ORB.	rr	rr	rr	rr	rr
Elphidium macellum (FICHTEL e MOLL)	rr	—	rr	—	r
Elphidium sculptratum CUSH.	rr	—	rr	rr	rr
Cribroelphidium advenum (CUSH.)	c	f	r	rr	rr
Cribroelphidium articulatum (D'ORB.)	—	rr	—	—	—
Cribroelphidium tumidum NATLAND	—	rr	—	—	—
Protohelphidium decipiens (COSTA)	rr	c	rr	rr	rr
Turborotalia inflata (D'ORB.)	r	r	ff	ff	f
Globigerina bulloides D'ORB.	f	ff	ff	ff	ff
Globigerina pachyderma (EHRM.)	rr	c	rr	r	rr

continuazione tabella

	C 3	C 6	C 7	C 8	C 9
Globigerina quinqueloba NATL.	r	c	c	c	rr
Globigerinoides elongatus (D'ORB.)	c	rr	rr	rr	rr
Globigerinoides ruber (D'ORB.)	c	c	f	r	c
Globoquadrina exagona (NATL.)	c	f	f	c	f
Orbulina universa D'ORB.	rr	rr	rr	rr	rr
Globigerinita uvula (EHR.)	rr	rr	—	—	—
Globigerinita glutinata (EGGER)	rr	—	—	—	—
Orbulina suturalis BRONM.	rr	—	—	rr	—
Eponides exiguus (BRADY)	rr	c	c	r	rr
Eponides frigidus granulatus DI NAP.	rr	r	—	—	—
Eponides umbonatus (REUSS)	rr	rr	rr	—	—
Planulina ariminiensis GALL. e WISS.	—	rr	rr	—	—
Hyalinea balthica (SCHR.)	c	r	c	c	c
Cibicides lobatulus (WALK. e IAC.)	c	f	f	c	c
Cibicides boueanus (D'ORB.)	rr	r	f	r	r
Cibicides subhaidingeri (BRADY)	—	—	r	rr	rr
Cibicides refulgens (MONTF.)	—	—	—	rr	rr
Dyocibicides biserialis CUSH e VAL.	—	—	—	—	rr
Fursenkoina pauciloculata (BRADY)	rr	rr	rr	rr	rr
Fursenkoina schreibersiana (CZJZ.)	rr	rr	rr	rr	rr
Sigmovirgulina tortuosa (BRADY)	—	rr	rr	—	—
Loxostomum perforatum DI NAPOLI	rr	rr	—	—	—
Cassidulina crassa D'ORB.	r	c	r	rr	rr
Cassidulina laevigata carinata SILV.	ff	ff	ff	ff	ff
Nonion depressulum (WALK. e JAC.)	rr	c	rr	—	rr
Nonion granosum (D'ORB.)	rr	c	r	—	rr
Nonion padanum PERCONIG	—	rr	—	rr	—
Astrononion stelligerum (D'ORB.)	rr	r	r	rr	—
Florilus boueanus (D'ORB.)	rr	rr	rr	—	rr
Nonionella turgida (WILL.)	rr	c	r	r	rr
Pullenia bulloides (D'ORB.)	rr	rr	rr	rr	rr
Gyroidina umbonata SILV.	rr	rr	r	rr	r
Svratkina tuberculata (BALKWILL e WRIGHT)	rr	rr	rr	rr	r
Anomalina grosserugosa GUMBEL	rr	r	rr	r	rr

lequilensis FORN, grande abbondanza di *Turborotalia inflata* (D'ORB.). Inoltre vi è da segnalare il ritrovamento di *Hopkinsina bononiensis* (FORN.), che secondo recenti Autori (DIECI, GIANNINI e TAVANI 1960, DONDI 1963) si estingue nel Calabriano.

In un prossimo lavoro più circostanziato verranno presi in esame tutti i dati forniti dallo studio delle microfaune e delle macrofaune per ricavarne una attendibile ricostruzione paleogeografica.

CONCLUSIONI.

La successione litologica riscontrata comprende, trasgressivi sul substrato calcareo-dolomitico mesozoico, depositi francamente marini (calciruditi e calcareniti clastico-organogene, argille, argille sabbiose e sabbie) seguiti gradualmente da sedimenti di tipo continentale (sabbie e ghiaie fluviali, argille, marne, travertini e conglomerati lacustri e fluvio-lacustri). L'età delle argille e delle argille sabbiose fossilifere è da ritenersi calabriana per la presenza di una ricca microfauna di tipo freddo a *Hyalinea balthica* (SCHR.) associata con forme ad affinità pliocenica e per la presenza di *Hopkinsina bononiensis* (FORN.) specie che non sembra superare il Calabriano.

I terreni presi in esame rappresentano i lembi residui di una unica copertura che si doveva estendere almeno dal Vallone del Marcellino a S. Iconio giungendo nell'interno sino alle pendici del M. Bulgheria.

Le differenze di quota che attualmente si possono riscontrare tra sedimenti coevi sono causate da fenomeni tettonici di età post-calabriana che hanno variamente dislocato il substrato. I vari lembi si ritrovano generalmente a quote più alte quanto più ci si addentra nel retroterra. Fanno eccezione i terreni che affiorano nella vallata pianeggiante compresa tra Camerota e Licusati; infatti questa zona, che era stata un bacino lacustre di probabile origine tettonica, si è mantenuta depressa rispetto ai rilievi circostanti. Da notare che questi movimenti tettonici hanno avuto un carattere decisamente orogenico, dimostrato tra l'altro dalla discreta rotazione subita dagli strati lacustri che affiorano sotto Camerota. Anche le argille e le sabbie di Cala Bianca, oltre ai fenomeni accertati di clinostratificazione devono la loro attuale giacitura inclinata a movimenti tettonici, movimenti che si riconoscono anche nei sedimenti stessi, i quali malgrado la loro plasticità, conservano indizi di fratture e faglie.

Lungo il litorale a nord della zona presa in esame, almeno sino alla valle del F. Alento e nell'interno sino a quote che oscillano intorno ai 500 metri affiorano lembi, talora alquanto estesi, costituiti da una puddinga a matrice arenacea e ciottoli mal cementati provenienti quasi esclusivamente dal « flysch del Cilento » (10) che costituisce il substrato. Questo conglomerato è generalmente mal stratificato e i clasti di dimensioni variabili da pochi centimetri ad alcuni metri cubi e sempre ben arrotondati appaiono immersi in una matrice arenacea piuttosto grossolana e generalmente scarsa; sono intercalati livelli lentiformi di sabbie e, più raramente di argille sabbiose o siltose (11). Questi sedimenti grossolanamente clastici che affiorano anche con spessore notevole (oltre cento metri) e con buona esposizione soprattutto nei dintorni di Centola, vengono da noi messi in relazione, sia pure dubitativamente, con l'ingressione marina e con la successiva regressione che hanno causato la deposizione dei sedimenti calabriani oggetto di questa nota.

Le quote massime a cui si ritrovano i vari lembi di queste due formazioni (che in via provvisoria chiameremo formazione di Camerota e formazione di Centola) (12) e il fatto che nella parte alta di entrambe affiorino sabbie rosse del tutto simili, rendono plausibile l'ipotesi che la loro deposizione sia coeva; la notevole differenza litologica che presentano può spiegarsi tenendo conto che il substrato e il retroterra dell'una formazione è quasi esclusivamente calcareo-dolomitico, mentre il substrato e il retroterra dell'altra è costituito da terreni flyschioidi in prevalenza arenacei.

PALEONTOLOGIA

È stata studiata in particolare la microfauna a foraminiferi di Lentiscosa. Delle numerose specie rinvenute, si descrivono brevemente solo quelle di una certa importanza stratigrafica ed ecologica o che finora siano state poco illustrate.

---

(10) Il « flysch del Cilento » (Jetto, Pescatore e Cocco 1965) è costituito da una serie continua dal Cretacico al Miocene (?) i cui tipi litologici prevalenti nella porzione media e superiore sono marne, arenarie e, soprattutto, conglomerati a matrice arenacea.

(11) Alcuni lavati eseguiti nel materiale più argilloso sono risultati sterili.

(12) Queste due formazioni verranno istitute formalmente nel prossimo lavoro.

Famiglia Textulariidae eherenberg 1838

Spiroplectammina whrigti (Silv.)

Tav. I fig. 1

1903, *Spiroplecta whrigti*, Silvestri, Atti Pont. Acc. Romana N. Lincei, pg. 5. figg. 1-6.
1960, *Spiroplectammina whrigti*, Moncharmont Zei, Boll. Soc. Nat., Tav. 1, fig. 8.
1964, *Spiroplectammina whrigti*, Wezel, Riv. Ital. Paleont., pg. 341, tav. 23, figg. 2a - 2b.

Descrizione: Guscio allungato, compresso, a forma di triangolo isoscele in veduta laterale. Avvolgimento dapprima planispirale poi biseriale, con camere che si alternano regolarmente, esse sono basse, lunghe, agglutinanti materiale calcareo grossolano in genere chiaro; suture poco nette, orizzontali, leggermente convesse verso l'alto. Le suture, più visibili vicino alla periferia, sono poi completamente obliterate, lungo la linea mediana del guscio, dal materiale agglutinato ivi più abbondante e grossolano. Apertura bassa, a fessura leggermente arcuata, sulla sutura interna della ultima camera.

Miocene-Vivente.

Textularia aciculata D'Orb.

Tav. I fig. 2

1826, *Textularia aciculata*, D'Orbigny, Ann. Sc. Nat., pg. 263, tv. 11, figg. 1-4.
1955, *Textularia aciculata*, Moncharmont Zei, Boll. Serv. Geol. Ital., pg. 503, tav. 1, fig. 1.

Descrizione: Guscio allungato, compresso, le suture dapprima indistinte si fanno poi depresse e costantemente inclinate rispetto all'asse. Apertura tondeggiante al margine interno dell'ultima camera.

Miocene-Vivente.

Bigenerina nodosaria D'Orb.

1826, *Bigenerina nodosaria*, D'Orbigny, *Ann. Sc. Nat.*, pg. 261, tav. 11, figg .9-12.
1955, *Bigenerina nodosaria*, Moncharmont Zei, Boll. Serv. Geol. Ital., pg. 505, tav. 1, fig. 15.
1960, *Bigenerina nodosaria*, Giannini e Tavani, Paleontographia Italica, pg. 32, tav. 2, fig. 18.
1966, *Bigenerina nodosaria*, Vezzani, Riv. Ital. Paleont., pg. 461. tav. 24, figg. 1 - 2a-b.

Descrizione: Guscio allungato, grossolanamente agglutinato, inizialmente biseriale, con camere basse, separate da suture oblique non ben visibili, poi uniseriale, cilindrico, con camere aumentanti leggermente di dimensioni, separate da suture visibili, leggermente depresse. Apertura apicale.

Miocene-Vivente.

Syphotextularia concava (Karrer)

Tav. I figg. 3 - 3a

1868, *Plecanium concavum*, Karrer, Sitz. Akad. Wiss., pg. 129, tav. 1, fig. 3.
1960, *Textularia concava*, Colacicchi e Romeo, Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, tav. 1, fig. 1 .

Descrizione: Guscio lateralmente concavo, alquanto quadrangolare in sezione trasversa, le suture, dapprima indistinte, divengono poi depresse per il leggero e graduale rigonfiarsi delle camere. Apertura labiata a forma di fessura arcuata, presso il margine interno dell'ultima camera.

Miocene-Vivente.

Famiglia Miliolidae ehrenberg 1839

Sigmoilina elliptica Galloway e Wissler

1927, *Sigmoilina elliptica* Galloway e Wissler, Jour. Paleont., vol. I pag. 39.

Descrizione: Guscio ellittico con asse maggiore tre o quattro volte più lungo del minore, più o meno compresso, camere tubolari, tondeggianti in sezione trasversa, visibili in numero di cinque su ciascun lato. Apertura apicale, rotonda, senza dente, portata da un breve collo.

?-Vivente.

Sigmoilina tenuis (Czjzek)

1848, *Quinqueloculina tenuis*, Czjzek, Naturw. Ash., pg. 149 ,tav. 13, figg. 31 - 34.
1912, *Sigmoilina tenuis*, Bagg, U. S. Geol. Survey, bull. 513, pg. 33, tav. 8, fig. 9.
1955, *Sigmoilina tenuis*, Moncharmont Zei, Boll. Serv. Geol. Ital. ,pg. 509, tav. 2, figg. 10 - 11.
1960, *Sigmoilina tenuis*, Giannini e Tavani, Paleontographia Italica, pg. 36, tav. 4, figg. 16 - 17.

Descrizione: Guscio compresso, largo in veduta laterale, più giri di camere sullo stesso piano come in *Massilina*. Apertura, apicale, rotonda, senza dente, portata da un brevissimo collo.

Miocene-Vivente.

Sigmoilopsis schlumbergeri (SILV.)

Tav. I fig. 4

1904, *Sigmoilina schlumbergeri*, SILVESTRI, Acc. Pont. Romana N. Lincei pgg. 267-269.
1929, *Sigmoilina schlumbergeri*, CUSHMAN, Smith. Inst. U.S. National Mus. part. 6, pg. 49, tav. 11, figg. 1-3.

Descrizione: Guscio più o meno ellittico, parete grossolanamente agglutinata con materiale calcareo chiaro, possono talvolta esser agglutinati anche frammenti di spicole di spugne e di gusci di molluschi; suture non molto ben distinguibili. Apertura rotonda, terminale, circondata da un leggero labbro estroflesso e con un piccolo dente.

Oligocene-Vivente.

Famiglia NODOSARIIDAE EHRENBERG 1838

Lagena sulcata (WALKER e JACOB)

Tav. I fig. 8

1798, *Serpula sulcata*, WALKER e JACOB, ADAMS Essays ecc.; pg. 634, tav. 14, fig. 5.
1940, *Lagena sulcata*, BUCHNER, Nova Acta Leopoldina, pg. 404, tav. 1, figg. 12-15, 17.
1959, *Lagena sulcata*, DIECI, Paleontographia Italica, pg. 50, tav. 4, fig. 17.

Descrizione: Guscio uniloculare, globoso ialino. Apertura tonda all'estremità di un lungo collo. L'ornamentazione consiste in una grossa spina inferiore, in sottili strie longitudinali che avvolgono l'ultima camera fin quasi all'apice, il collo leggermente svasato in alto è ornato da robuste coste trasversali.

Vivente.

Saracenaria latifrons (BRADY)

1884, *Cristellaria latifrons*, BRADY, Rept. CHALL; Exp., pg. 544, tav. 22.

Descrizione: Guscio allungato, triangolare in sezione trasversa, maggiore larghezza circa a metà conchiglia, che è affusolata all'estre-

mità superiore. Margine dorsale acuto sub-carenato, margini ventrali non carenati leggermente arrotondati, camere crescenti rapidamente in lunghezza. Suture leggermente sinusoidali, oblique. Apertura radiata all'estremità superiore dell'ultima camera.

Vivente.

Vaginulina aff. *laevigata lequilensis* FORN.

Tav. I fig. 6

1901, *Vaginulina laevigata lequilensis*, FORNASINI, R. Acc. Sc. Ist. Bologna, Mem. Sc. Nat., ser. 5, tomo 9, p. 60.

Descrizione: Guscio ialino allungato, compresso, sezione trasversale ellittica. Le camere, in numero di 4 o 5, sono più larghe che lunghe, leggermente rigonfie, ad eccezione della prima e dell'ultima che presentano un rigonfiamento più accentuato. Suture larghe, distinte, leggermente depresse, lievemente inclinate rispetto all'asse di allungamento del guscio, appena convesse verso l'alto. Spina basale corta e tozza. Apertura raggiata posta all'estremità di un collo più o meno lungo, eccentrico rispetto all'ultima camera, che assume così un aspetto piriforme. I miei esemplari differiscono dall'olotipo per il maggiore spessore delle suture e la minore curvatura del guscio.

La specie è segnalata nel Pliocene superiore.

Vaginulina sp.

Tav. I fig. 5

Descrizione: Molto simile all'esemplare precedentemente descritto per forma generale del guscio e grado di compressione, ne differisce per il collo più corto e tronco, per le suture meno inclinate e depresse, per la forma più regolarmente rettangolare delle camere e la periferia meno lobata.

Famiglia GLANDULINIDAE REUSS 1860

Oolina hexagona (WILL.)

Tav. I fig. 10

1848, *Entosolenia hexagona*, WILLIAMSON, Ann. Nat. Hist., pg. 20, tav. 2, fig. 23.
1923, *Lagena hexagona*, CUSHMAN, Smith Inst. U.S. Nat. Mus., part 4, pg. 24, tav. 4, fig. 6.
1940, *Lagena hexagona*, BUCHNER, Nova Acta Leopoldina, pg. 432, tav. 5, figg. 73-77.

1953, *Oolina hexagona*, Loeblich e Tappan, Smith Misc. Coll., vol. 121, n. 7, pg. 69, tav. 14, fig. 1.
1954, *Lagena hexagona*, Martinis, Ist. Geol., Paleont. e Geogr. fis. Univ. di Milano, pg. 118, tav. 6, fig. 9.
1959, *Entosolenia hexagona*, Dieci, Paleontographia Italica, pg. 63, tav. 5, fig. 17.
1966, *Oolina hexagona*, Vezzani, Riv. Ital. Paleont. e Strat., pg. 469, tav. 26, figg. 4a-b.

Descrizione: Guscio uniloculare, più o meno piriforme, ornamentazione reticolare a maglie esagonali, disposte piuttosto irregolarmente. In alcune forme l'apertura, sempre rotonda, può essere portata da un breve collo ornato con una o due coste trasversali.

Miocene-Vivente.

Fissurina lucida (Will.)

Tav. I fig. 12

1848, *Entosolenia lucida*, Williamson, Ann. Mag. Nat. Hist., pg. 17.
1940, *Lagena lucida*, Buchner, Nova Acta Leopoldina, pg. 477, tav. 14, figg. 259-261.

Descrizione: Guscio superiormente compresso, la parte inferiore leggermente rigonfia, aspetto nel complesso piriforme. La superficie, ialina al centro, presenta su entrambe le facce due bande di color bianco, non trasparenti, che possono o no congiungersi alla base. Apertura a forma di lunga e stretta fessura da cui parte un corto tubo entosolenico, che termina, svasandosi, dopo aver attraversato un terzo circa dell'ultima camera.

Vivente.

Famiglia Turrilinidae cushman 1927

Buliminella multicamera Cush. e Park.

Tav. I fig. 16

1938, *Buliminella multicamera*, Cushman e Parker, Cush. Lab. Foram. Res., pg. 60, tav. 13.
1947, *Buliminella multicamera*, Cushman e Parker, U. S. Dep. of Int., Geol. Surv., pg. 67, tav. 17, fig. 8-9.
1960, *Buliminella multicamerata*, Moncharmont Zei, Boll. Soc. Nat. in Napoli, tav. 4, figg. 2, 7.

Descrizione: Guscio affusolato, avvolgimento spiralato stretto, camere numerose, strette e lunghe di forma irregolare, che tendono a divenire biseriali, suture distinte a volte limbate. Area aperturale, vasta, troncata, apertura rotonda leggermente allungata verso il basso.

Vivente.

Famiglia Bolivinitidae cushman 1927

Bolivina alata (Seguenza)

Tav. I fig. 14

1862, *Vulvulina alata*, Seguenza, Atti Acc. Gioenia, pg. 115, tav. 2, fig. 5.
1937, *Bolivina alata*, Cushman, Cush. Lab. for Foram. Res., pg. 106, tav. 13, figg. 3-11.
1955, *Bolivina alata*, Moncharmont Zei, Boll. serv. geol. Ital., pg. 530, tav. 5, fig. 3.
1959, *Bolivina alata*, Dieci, Paleontographia Italica, pg. 66, tav. 5, fig. 25.

Descrizione: Guscio allungato, fortemente compresso, periferia acuta, con carena che all'inizio di ciascuna camera si espande a formare una robusta spina piatta. Camere aumentanti gradualmente di dimensioni, appena rigonfie, leggermente sovrapponentisi, suture oblique, convesse verso l'alto. Apertura al margine interno dell'ultima camera, allungata affusolata, sulla stessa linea della carena, che in corrispondenza di essa si sdoppia, formando i due labbri dell'apertura stessa.

Miocene-Vivente.

Famiglia Eouvigerinidae cushman 1927

Siphonodosaria pyrula (D'Orb.)

Tav. I fig. 7

1826, *Nodosaria pyrula*, D'Orbigny, Ann. Sc. Nat., pg. 253.
1923, *Nodosaria pyrula*, Cushman, Smith. Inst. U. S. Nat. Mus., part. 4, pg. 69, tav. 16, figg. 1-5.
1960, *Siphonodosaria pyrula*, Moncharmont Zei, Boll. Soc. Nat. in Napoli, tav. 6, fig. 6.

Descrizione: Guscio allungato, leggermente curvo, camere rigonfie, piriformi, unite da segmenti cilindrici. Apertura tondeggiante, portata da un collo abbastanza lungo, all'estremità superiore dell'ultima camera.

Vivente.

Famiglia Buliminidae jones 1875

Bulimina marginata D'Orb.

Tav. 1 fig. 15

1826, *Bulimina marginata*, D'Orbigny, Ann. Sc. Nat., pg. 269, tav. 12, figg. 10-12.

1947, *Bulimina marginata*, CUSHMAN e PARKER, U. S. Dep. of Int. Geol. Surv., pg. 119, tav. 28, figg. 5-6.
1955, *Bulimina marginata*, MONCHARMONT ZEI, Boll. Serv. Geol. Ital., pg. 525, tav. 4, fig. 13.
1963, *Bulimina marginata*, PAPANI e PELOSIO, Boll. Soc. Geol. It., tav. 4, fig. 2.
1964, *Bulimina marginata*, WEZEL, Riv. Ital. Paleont., pg. 346, tav. 23, figg. 5-6.
1966, *Bulimina marginata*, VEZZANI, Riv. Ital. Paleont. e Strat., pg. 468, tav. 25, figg. 10-11.

Descrizione: Avvolgimento triseriale, camere mediamente rigonfie, troncate al margine inferiore che è fornito di numerose piccole spine; una o due spine di maggiori dimensioni possono essere presenti alla base del guscio. Apertura allungata a virgola, al margine interno dell'ultima camera, fornita di un labbro spesso ben distinto.

Miocene-Vivente.

Stainforthia complanata (EGGER)

Tav. I fig. 17

1895, *Virgulina complanata*, EGGER, Abh. K. Bay. Akad. Wiss., pg. 292, tav. 8, figg. 91-92.
1937, *Virgulina complanata*, CUSHMAN, Cush. Lab. for Foram. Res., pg. 26, tav. 4, figg. 13-17.
1955, *Virgulina complanata*, MONCHARMONT ZEI, Boll. Serv. Geol. It., pg. 529, tav. 4, figg. 31-32.
1960, *Virgulina complanata*, MONCHARMONT ZEI, Boll. Soc. Nat. in Napoli, tav. 4, fig. 10.

Descrizione: Guscio allungato, larghezza maggiore in corrispondenza delle ultime due camere. Parte iniziale generalmente contorta, con spina basale più o meno sviluppata, ialina. Camere leggermente rigonfie separate da suture distinte e depresse. Apertura al margine interno dell'ultima camera, allungata, larga, leggermente a virgola.

Tortoniano-Vivente.

Famiglia UVIGERINIDAE HOECKEL 1894

Hopkinsina bononiensis (FORN.)

Tav. II fig. 1

1888, *Uvigerina bononiensis*, FORNASINI, Boll. Soc. Geol. It., pg. 48, tav. 3, figg. 12a-b.
1955, *Hopkinsina bononiensis*, MONCHARMONT ZEI, Boll. Serv. Geol. It., pg. 527, tav. 4, fig. 26.
1959, *Hopkinsina bononiensis*, DIECI, Paleontographia Italica, pg. 73, tav. 6, fig. 10.

1960, *Hopkinsina bononiensis*, Giannini e Tavani, Paleontographia Italica, pg. 62. tav. 8. fig. 8.
1963, *Hopkinsina bononiensis*, Ferro, Ist. Geol. e Paleont. Univ. Cagliari, pg. 22, tav. 2, fig. 12.
1966, *Hopkinsina bononiensis*, Vezzani, Riv. It. Paleont. e Strat., pg. 473, tav. 27, figg. 3-4.

Descrizione: Guscio più o meno affusolato, avvolgimento biseriale molto evidente nelle ultime camere, le quali, leggermente rigonfie, hanno forma alquanto irregolare e si prolungano in basso a ricoprire parzialmente le camere del giro precedente. L'ornamentazione consiste in coste ben evidenti ed ad andamento irregolare. Apertura apicale, portata da un brevissimo collo e fornita di esilissimo labbro.

Nota: Secondo molti Autori questa specie si estingue nel Calabriano (Dieci 1959, Giannini e Tavani 1960, Dondi 1963).

Famiglia Siphoninidae cushman 1927

Syphonina reticulata (Czjz.)

Tav. II fig. 2

1848, *Rotalina reticulata*. Czjzek, Naturw. Abh., pg. 145.
1931, *Siphonina reticulata*, Cushman, Smith. Inst. U. S. Nat. Mus., part 8, pg. 68, tav. 14, fig. 1.
1959, *Siphonina reticulata*, Dieci, Paleontographia Italica, pg. 82, tav. 7, fig. 2.

Descrizione: Guscio lenticolare, biconvesso, con convessità circa eguale sui due lati. Periferia acuta con una netta carena formata da numerosi tubuli radiali uniti da laminette calcaree. Camere cinque o sei nell'ultimo giro, di forma triangolare, separate, specie sul lato ventrale, da suture distinte, molto leggermente curve. Apertura ellittica, in linea con la carena, all'estremità di un collo corto e tozzo e circoscritta da un distinto labbro estroflesso.

Tortoniano-Vivente.

Famiglia Elphidiidae galloway 1933

Elphidium aculeatum (D'Orb.)

Tav. II fig. 12

1846, *Polystomella aculeata*, D'Orbigny, Gide at Comp., pg. 131.
1939, *Elphidium aculeatum*, Cushman, U. S. Dep. of Int. Geol. Surv., pg. 44, tav. 11, fig. 16.

Descrizione: Guscio lenticolare, area ombelicale sporgente, ricoperta da un bottone non liscio di materiale calcareo. Periferia acuta più o meno carenata, con tozze spine coniche disposte per lo più regolarmente alla fine di ciascuna camera, in corrispondenza della sutura di separazione con la camera seguente. Apertura in genere cribrata, può essere talvolta a forma di piccola fessura.

Vivente.

Famiglia GLOBOROTALIIDAE CUSHMAN 1927

Turborotalia inflata (D'ORB.)

Tav. II fig. 4

1839, *Globigerina inflata*, D'ORBIGNY, Hist. Nat. Canaries, pg. 134, tav. 2, figg. 7-9.
1960, *Globigerina inflata*, MONCHARMONT ZEI, Boll. Soc. Nat. in Napoli, tav. 6, fig. 11.
1962, *Globorotalia inflata*, PARKER, Micropaleontology, pg. 224, tav. 5, figg. 6-9.
1964, *Globorotalia inflata*, WEZEL, Riv. Ital. Paleont., pg. 362, tav. 27, figg. 2-3.
1965, *Globigerina inflata*, CIFELLI, Smith. Misc. Coll., pg. 14, tav. 4, figg. 1-3.

Descrizione: Camere rigonfie, schiacciate, specialmente l'ultima, che è fortemente depressa con aspetto quasi angoloso. Superficie grossolanamente perforata, con a volte brevi, ma tozze spine. Apertura vasta, arcuata, extra ombelicale, spesso sormontata da una sorta di labbro.

Tortoniano-Vivente.

Famiglia GLOBIGERINIDAE CARPENTER, PARKER E JONES 1862

Globigerina pachyderma (EHR.)

1861, *Aristerospira pachyderma*, EHRENBERG, Monat. K. Preuss. Akad. Wiss., pg. 303.
1962, *Globigerina pachyderma*, PARKER, Micropaleontology, pg. 224, tav. 1, figg. 26-35, tav. 2, figg. 1-6.
1964, *Globigerina pachyderma*, WEZEL, Boll. Ital. Paleont., pg. 354, tav. 26, figg. 7-10.

Descrizione: Forma molto variabile: caratteri più o meno costanti sembrano essere le suture diritte, non depresse, formanti al loro incrociarsi, nell'area ombelicale, quattro angoli di novanta gradi; forma tozza, con periferia appena, o per niente lobata. Apertura abbastanza grande, spesso asimmetrica, talora ricoperta da un labbro come in *Globigerina quinqueloba*.

Note: Questa specie è considerata una forma fredda, anche se non sembra essere rigorosamente legata al Quaternario.
Pliocene sup. ? - Vivente.

Famiglia Cibicididae cushman 1927

Hyalinea balthica (Schr.)

Tav. II fig. 10

1783, *Nautilus balthicus*, Schroeter, Conc. Kenn. Linnè, pg. 20, tav. 1, fig. 2.
1960, *Anomalina balthica*, Moncharmont Zei, Boll. Soc. Nat. in Napoli, tav. 6, fig. 13.
1964, *Hyalinea balthica*, Wezel, Riv. Ital. Paleont., pg. 349, tav. 24, fig. 8.

Descrizione: Guscio fortemente compresso, periferia leggermente angolosa, avvolgimento molto leggermente trocoide, suture appena curve, fortemente limbate. Apertura al margine interno dell'ultima camera, spostata molto lievemente verso il lato ventrale.

Nota: È questa la più nota tra le specie che caratterizzano il Quaternario freddo delle nostre regioni.

Calabriano-Vivente.

Famiglia Loxostomidae loeblich e tappan 1962

Loxostomum perforatum Di Napoli

Tav. II fig. 8

1952, *Loxostomum perforatum*, Di Napoli Alliata, Riv. Ital. Paleont. e Strat., pg. 101.

Descrizione: Guscio allungato appiattito, lati quasi paralleli, molto leggermente lobati nella parte superiore. Camere aumentanti gradualmente di dimensioni, di forma triangolare. Parete ialina perforata da pochi pori grossolani disposti irregolarmente, suture ben evidenti, limbate, diritte, inclinate rispetto all'asse. Apertura ellittica. grande e profonda, al margine interno dell'ultima camera.

Vivente.

Famiglia Nonionidae schultze 1854

Nonion padanum Perconig

Tav. II figg. 11-11a

1952, *Nonion padanum*, Perconig, Atti VII Conv. Naz. Met. Petr., pg. 131, tav. 2, figg. 1-2.
1959, *Nonion padanum*, Cita, Boll. Soc. Geol. Ital., pg. 124.
1960, *Nonion padanum*, Giannini e Tavani, Paleontographia Italica ,pg. 47, tav. 7, figg. 1-3.

Descrizione: Guscio strettamente involuto, compresso, periferia unita, tondeggiante. Undici o dodici camere nell'ultimo giro grossolanamente perforate, suture ben distinte, leggermente curve, area ombelicale non depressa, riempita da chiaro materiale calcareo. Apertura alla base dell'ultima camera a forma di arco, ben pronunciata, bassa, sormontata da un labbro.

Oligocene-Vivente.

Astrononion stelligerum (D'ORB.)

Tav. II fig. 6

1839, *Nonionina stelligera*, D'ORBIGNY, Hist. Nat. des Il. Canaries, pg. 128, tav. 2.
1912, *Nonionina stelligera*, BAGG, Dept. of Int. U. S. Geol. Surv., pg. 89, tav. 27, figg. 7-8.
1930, *Nonion stelligerum*, CUSHMAN, Smith. Inst. U. S. Nat. Mus., part 7, pg. 7, tav. 2, figg. 8-12, tav. 3, figg. 1-3.
1939, *Astrononion stelligerum*, CUSHMAN, U. S. Dept. of Int. Geol. Surv., pg. 36, tav. 10, fig. 1.
1960, *Astrononion stelligerum*, GIANNINI e TAVANI, Paleontographia Italica, pg. 48, tav. 7, figg. 8-9.

Descrizione: Guscio fortemente compresso, involuto, area ombelicale leggermente depressa, periferia tondeggiante. Camere distinte, aumentanti gradualmente di dimensioni, separate da suture lievemente depresse curve all'indietro specie in prossimità della periferia. Camere supplementari allungate, strette, appuntite all'estremità. Pareti lisce finemente perforate. Apertura bassa, arcuata, al margine interno dell'ultima camera.

Piacenziano-Vivente.

Nonionella turgida (WILL.)

1858, *Rotalina turgida*, WILLIAMSON, Rec. Foram. of Great Britain, pg. 50, tav. 4, figg. 95-97.
1930, *Nonionella turgida*, CUSHMAN, Smith. Inst. U. S. Nat. Mus., pg. 15, tav. 6, figg. 1-4.
1939, *Nonionella turgida*, CUSHMAN, U. S. Dept. of Int. Geol. Surv., pg. 36, tav. 9, figg. 2-3.
1955, *Nonionella turgida*, MONCHARMONT ZEI, Boll. Serv. Geol. Ital., pg. 521, tav. 4, fig. 4.
1963, *Nonionella turgida*, FERRO, Ist. Geol. e Paleont. Univ. di Cagliari, pg. 17, tav. 2, fig. 3.

Descrizione: Avvolgimento leggermente trocoide, con lato ventrale involuto e dorsale lievemente evoluto. Le camere crescono molto rapidamente, divenendo in breve molto più larghe che alte, suture distinte non o solo leggermente depresse, periferia arrotondata, guscio ialino finemente perforato. L'ultima camera si proietta con la sua parte inferiore bulbosa verso l'area ombelicale ricoprendola del tutto o in parte. Apertura a fessura sotto la porzione bulbosa dell'ultima camera.

Tortoniano-Vivente.

Dicembre 1966 - Istituti di Geologia e di Paleontologia dell'Università di Napoli.

RIASSUNTO

In base al ritrovamento di una ricca microfauna di tipo freddo con *Hyalinea balthica* (Schr.), vengono datati come calabriani terreni argillosi, sabbiosi e conglomeratici, affioranti nei dintorni di Camerota (Salerno) in precedenza ascritti al Pliocene. Viene descritta la successione stratigrafica tipo che comprende sedimenti marini trasgressivi sul substrato calcareo-dolomitico passanti verso l'alto a sedimenti continentali, fluviali, lacustri e fluvio-lacustri.

Viene inoltre messa in evidenza una tettonica post-calabriana con caratteristiche orogenetiche che ha variamente dislocato sino a circa 400 metri di quota lembi residui dei sedimenti in esame. Conclude questa nota la descrizione paleontologica delle specie più interessanti rinvenute.

RÉSUMÉ

On a retrouvé dans la région de Camerota (Salerno) dans des sédiments sableux et des conglomerates une riche microfaune avec *Hyalinea balthica* (Schr.). Ce qui a permis d'établir que les sédiments en question pour l'arrière considerés pliocènes sont calabriens.

On décrit une succession stratigraphique trasgressive sur le substrat des roches mésozoiques carbonatées qui supérieurement passe à des sédiments continentaux, fluviatiles, lacustres où fluviolacustres.

On étale une intéressante phase tectonique d'âge post-calabrienne qui a deplacée jusqu'à 400 m s.m. des morceaux des sédiments éxaminés.

On décrit et on figure aussi les foraminifères, les plus intéressants, rencontrés dans l'éxamen des échantillons.

BIBLIOGRAFIA

Accordi, B., 1950, *I foraminiferi tirreniani della barma grande*, Ann. Un. di Ferrara, vol. VIII, parte I, pp. 26, fig. 1-9, Ferrara.

Barbieri, F., 1952, *Il Pliocene di Val Recchio* (*Parma*), Boll. Serv. Geol. It., vol. LXXIV, fasc. I.

BARBIERI, F., 1958, *La serie Pliocenica di Castell'Arquato*, Guida coll. int. Micropal. in It.

BARBIERI, F., RAFFI, G., 1950, *Sul Quaternario marino nei pressi di Montepelato* (*Parma*), Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. LVI, n. 4, p. 164-168, Milano.

BLANC, A. C., 1940, *Industrie musteriane e paleolitiche superiori nelle dune fossili e nelle grotte littoranee del Capo Palinuro*, Rend. Acc. d'It., cl. sc. fis., s. 7, pp. 602-613, figg. 4, tav. 1, Roma.

BLANC, A. C., 1942, *Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di riva nel Mediterraneo centrale durante l'era glaciale*, Sond. aus « Geologie der mere und Binnengewesser », Bd. 5, Heft. 2, pp. 137-206, figg. 33, Johrg.

BLANC, A. C., SEGRE, A. G., 1953, *Les formations quaternaires et les gisements paleolitiques de la côte de Salerno*, Inqua, IV congr. intern. (Roma-Pisa 1953): Excursion dans les Abruzzes, les Puilles et sur la côte de Salerno, pp. 73-110, figg. 23-42, Roma.

CIFELLI, R., 1965, *Planktonic foraminifera from the Western North Atlantic*, Smith's Miscell. coll., vol. 148, n. 4, pp. 36, Washington.

CITA, M. B., 1959, *Stratigrafia micropaleontologica del Miocene siracusano*, Boll. Soc. Geol. Ital., vol. LXXVII, pp. 72-165, figg. 1-54, Roma.

CITA, M. B., PREMOLI, S., ROSSI, R., 1965, *Foraminiferi planctonici del terziario tipo*, Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. LXXI, n. 1, pp. 217-308, tavv. 18-21. Milano.

CUSHMAN, J. A., 1929, *The foraminifera of the Atlantic Ocean*, Un. St. Nat. Mus. bullettin 104, pp. 101, tavv. 22, Washington.

CUSHMAN, J. A., 1939, *A monograph of foraminiferal family of Nonionidae*, Un. St. Dep. of the Int., pp. 217, tavv. 20, Washington.

CUSHMAN, J. A., PARKER, F. L., 1947, *Bulimina and related foraminiferal genera*, Un. St. Dep. of the Int., pp. 55-160, tavv. 15-30, Washington.

DECIMA, A., 1962, *Osservazioni sulle argille ritenute plioceniche del versante meridionale delle Madonie* (*Sicilia*), Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. LXVIII, pp. 389-428, tavv. 29-30, Milano.

DIECI, G., 1959, *I foraminiferi di Montegibbio a Castelvetro* (*Appennino modenese*), Palaeontogr. Italica, vol. LIV, pp. 113, tavv. VIII, figg. 2, Pisa.

DI NAPOLI ALLIATA, E., 1952, *Nuove specie di foraminiferi del Pliocene e del Pleistocene di Castell'Arquato* (*Piacenza*), Riv. Ital. di Paleont. e Strat., vol. LVIII, fasc. 3, pp. 95-110, tav. 1, Milano.

DI NAPOLI ALLIATA, E., 1954, *La limite Plio-Pleistocene dans la coupe de Castell'Arquato* (*Plaisance*), Congr. Geol. Int., XIX sess., fasc. XV, pp. 229-234, Alger.

FARIOLI, A., 1954, *Ricerche micropaleontologiche sul Calabriano di S. Colombano al Lambro* (*Milano*), Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. LX, pp. 221-241, tavv. 3, Milano.

GIGNOUX, M., 1932, *Il Pliocene di Castell'Arquato*, Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XLIII, fasc. 4, Roma.

GASPARINI, M. B., 1962, *Le microfaune del quaternario di Spinagallo* (*Siracusa*), Geologica Romana, vol. 1, pp. 237-254, fig. 3, tavv. 3, Roma.

GIANNOTTI, A., 1953, *Microfaune del Pliocene superiore di Olimpia* (*Grecia*), Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. LIX, pp. 23-54, tavv. 3, Milano.

DONDI, L., PAPETTI, I., 1966, *Studio paleoecologico e stratigrafico sul passaggio Pliocene-Quaternario nella bassa valle del Santerno* (*Emilia*), Riv. Ital. paleont. e Strat., pp. 231-244, figg. 2, Milano.

Martinis, B., 1953, *Formazioni quaternarie nel sottosuolo di Grado (Gorizia)*, Riv.Ital. Paleont. e Strat., vol. LIX, n. 1, pp. 3-21, tav. 1, figg. 2, Milano.

Martinis, B., 1954, *Ricerche stratigrafiche e mircropaleontologiche sul Pliocene piemontese*, Ist. di Geol., Paleont. e Geogr. fis. Univ. di Milano, Milano.

Medioli, F., 1961, *Foraminiferi ed Ostracodi del Calabriano della Val Rovacchia presso Tabiano (Parma)*, Boll. Soc. Geol. Ital., vol. LXXXI, pp. 261-286, figg. 2, tavv. 2, Roma.

Mirigliano, G., 1949, *Pliocene tra Licusati, S. Iconio e Porto degli Infreschi (Salerno)*, Boll. Soc. dei Nat., vol. LVII, pp. 60-71, Napoli.

Moncharmont Zei, M., 1954, *Le microfaune delle argille pleistoceniche di Cutrofiano (Lecce)*, Boll. Soc. dei Nat., vol. LXIII, pp. 28, tav. 1, Napoli.

Moncharmont Zei, M., 1955, *Contributo alla conoscenza del Calabriano della valle dell'Ofanto*, Boll. Serv. Geol. Ital., vol. LXXVII, pp. 499-533, figg. 1, tavv. 10, Roma.

Moncharmont Zei, M., 1957, *Foraminiferi e molluschi di un livello Tirreniano presso Nova Siri Scalo (Matera)*, Boll. Soc. Nat., vol. LXVI, pp. 3-19, tavv. 3, Napoli.

Moncharmont Zei, M., 1960, *Contributo alla conoscenza del Pleistocene della Sicilia*, Boll. Soc. Nat., vol. LXIX, pp. 141-185, tavv. 1-14, Napoli.

Papani, G., Pelosio, G., 1962, *La serie Plio-Pleistocenica del Torrente Stirone (Parmense occ.)*, Boll. Soc. Geol. Ital., vol. LXXXI, fasc. 4, pp. 1-43, tavv. 1-7, Roma.

Perconig, E., 1955, *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche nella regione marchigiana (Foglio Fermo)*, Boll. Serv. Geol. d'Ital., vol. LXXVII, fasc. 2-3, pp. 199-269, figg. 22, tavv. 2, Roma.

Pezzani, F., 1963, *Studio micropaleontologico di un campione della serie messiniana di Tabiano Bagni (Parma)*, Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. LXIX, pp. 559-661, tavv. 28-38, Milano.

Phleger, F. B., 1960, *Ecology and distribution of Recent Foraminifera*, The Jonhn Hopkins Press, Baltimora.

Roda, C., 1965, *Sul confronto delle associazioni microfaunistiche*, Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. LXXI, n. 1, pp. 311-328, figg. 7, Milano.

Roda, C., 1965, *La sezione stratigrafica pleistocenica di Niscemi (Caltanisetta)*, Atti Acc. Gioen. disc. Nat., ser. VI, vol. XVII, Catania.

Ruggieri, G., 1957, *Nuovi dati sul contatto Pliocene-Calabriano nella sezione del Santerno (Imola)*, Giorn. di Geol., ser. II, vol. XXVI, pp. 81-88, Bologna.

Ruggieri, G., 1961, *Alcune zone biostratigrafiche del Pliocene e del Pleistocene italiano*, Riv. It. Paleont. e Strat., vol. LXVII, n. 4, pp. 405-417, Milano.

Scandone, P., Lirer, L., 1966, *Segnalazione di un livello piroclastitico nel Pleistocene superiore della costiera calabra e silentina*, Boll. Soc. dei Nat., in corso di stampa, Napoli.

Selli, R., 1954, *La limite Plio-Pleistocene dans les Environs d'Ancona (Marche)*, Congr. Geol. Int. Alger 1952, fasc. XV, Algeri.

Selli, R., 1961, *Paleotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section at Le Castella (Calabria, Southern Italy)*, Geol. Soc. America Bull., vol. LXXII, pp. 679-688, Miami.

Selli, R., 1962, *Quaternaire marin du versant Adriatique, Jonien de la penisule Italienne*, « Quaternaria », vol. VI, pp. 391-413, tav. 1, Roma.

Sganga, P., 1962, *La sezione stratigrafica Calabriana di Naso* (*Messina*), Riv. Mineraria Sicil., Anno XIV, n. 82-84, Palermo.

Trevisan, L., Di Napoli Alliata, E., 1937, *Tirreniano, Siciliano, Calabriano della Sicilia sud-occidentale*, Giorn. Sc. Nat. Econ., vol. XXXIX, n. 8, pp. 38, figg. 9, Palermo.

Ufficio Geologico, *Carta geologica d'Italia* 1:100.000, *F.* 209, *Vallo Della Lucania*, Rilevato da Baldacci e Sabatini, riveduto da Di Stefano e Sabatini nel 1905.

Vezzani, L., 1966, *La sezione stratigrafica di Caliandro nel Pliocene medio-inferiore della Val d'Agri* (*Lucania*), Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. 72, n. 1, pp. 191-229, fig. 2, Milano.

Vezzani, L., 1966, *La sezione stratigrafica di Caliandro nel Pliocene medio-inferiore della Val d'Agri* (*Lucania*), parte II, Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. LXXII, n. 2, pp. 461-480, tavv. 4, Milano.

Villa, F., *Sull'esistenza del Pliocene nel sottosuolo di Venegano inferiore* (*Varese*), Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. LXVII, pp. 27-33, tav. 1, Milano.

Wezel, F. C., 1963, *Il Pliocene e Pleistocene di S. Michele Ganzaria* (*Catania*), Riv. Ital. Paleont. e Strat., vol. LXX, n. 2, pp. 307-380, tav. 23-27, Milano.

TAVOLA I.

Fig. 1. — *Spiroplectammina wrighti* (Silv.) ×50, p. 13, prep. C7, I, 33.

Fig. 2. — *Textularia aciculata* D'Orb. ×50, p. 13, prep. C6, I, 8.

Fig. 3. — *Syphotextularia concava* (Karrer), faccia aperturale, ×80, p. 14, prep. C8, I, 44.

Fig. 3a. — *Syphotextularia concava* (Karrer) ×50, p. 14, prep. C8, I, 44.

Fig. 4. — *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silv.) ×50, p. 15, prep. C7, I, 15.

Fig. 5. — *Vaginulina sp.* ×105, p. 16, prep. C6, I, 32.

Fig. 6. — *Vaginulina aff. laevigata lequilensis* Forn. ×80, p. 16, prep. C6, I, 32.

Fig. 7. — *Syphonodosaria pyrula* (D'Orb.) ×80, p. 18, prep. C6, II, 23.

Fig. 8. — *Lagena sulcata* (Walk. e Jac.) ×110, p. 15, prep. C6, I, 14.

Fig. 9. — *Lagena artificiosa* Buchner, ×95, prep. C6, III, 3.

Fig. 10. — *Oolina hexagona* (Will.), ×120, p. 10, prep. C6, I, 30.

Fig. 11. — *Lagena* aff. *striata* D'Orb., ×120, prep. C6, I, 14.

Fig. 12. — *Fissurina lucida* (Will.), ×120, p. 17, prep. C6, I, 50.

Fig. 13. — *Bolivina catanensis* Seguenza, ×120, prep. C6, I, 19.

Fig. 14. — *Bolivina alata* (Seguenza) ×55, p. 18, prep. C7, II, 44.

Fig. 15. — *Bulimina marginata* D'Orb., ×55, p. 18, prep. C6, I, 44.

Fig. 16. — *Buliminella multicamera* Cush. e Parker, ×55, p. 17, prep. C4, II, 16.

Fig. 17. — *Stainforthia complanata* (Egger), ×55, p. 19, prep. C6, II, 1.

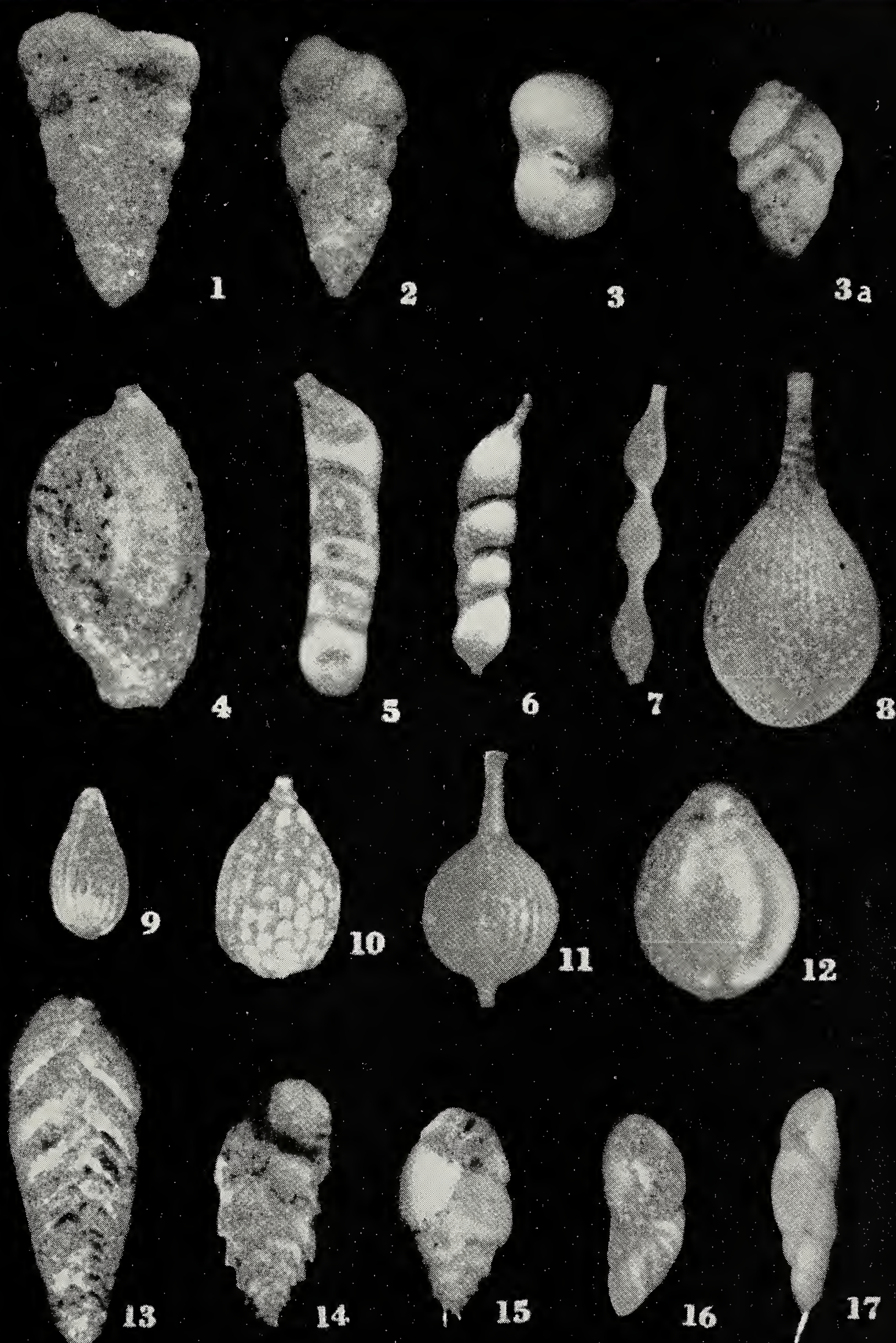

1
2
3
3a
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

TAVOLA II.

Fig. 1. — *Hopkinsina bononiensis* (Forn.), ×110, p. 19, prep. C7, II, 41.

Fig. 2. — *Siphonina reticulata* (Czjz), lato ventrale, ×110, p. 20, prep. C6, II, 21.

Fig. 2a. — *Siphonina reticulata* (Czjz.), lato dorsale, ×110, p. 20, prep. C6, II, 21.

Fig. 3. — *Globigerina quinqueloba* Natl., ×110, prep. C6, II, 8.

Fig. 4. — *Turborotalia inflata* (D'Orb.), lato ventrale, ×105, p. 21, prep. C6, II, 39.
C6, II. 39.

Fig. 4a. — *Turborotalia inflata* (D'Orb.), lato dorsale di altro individuo, ×105, prep. C6, II, 39.

Fig. 5. — *Globigerinoides ruber* (D'Orb.), ×110, prep. C6, I, 15.

Fig. 6. — *Astrononion stelligerum* (D'Orb.), ×105, p. 23, prep. C6, I, 10.

Fig. 7. — *Cassidulina laevigata carinata* Silv., ×65, prep. C6, I, 1.

Fig. 8. — *Loxostomum perforatum* Di Napoli, ×95, p. 22, prep. C6, II, 42.

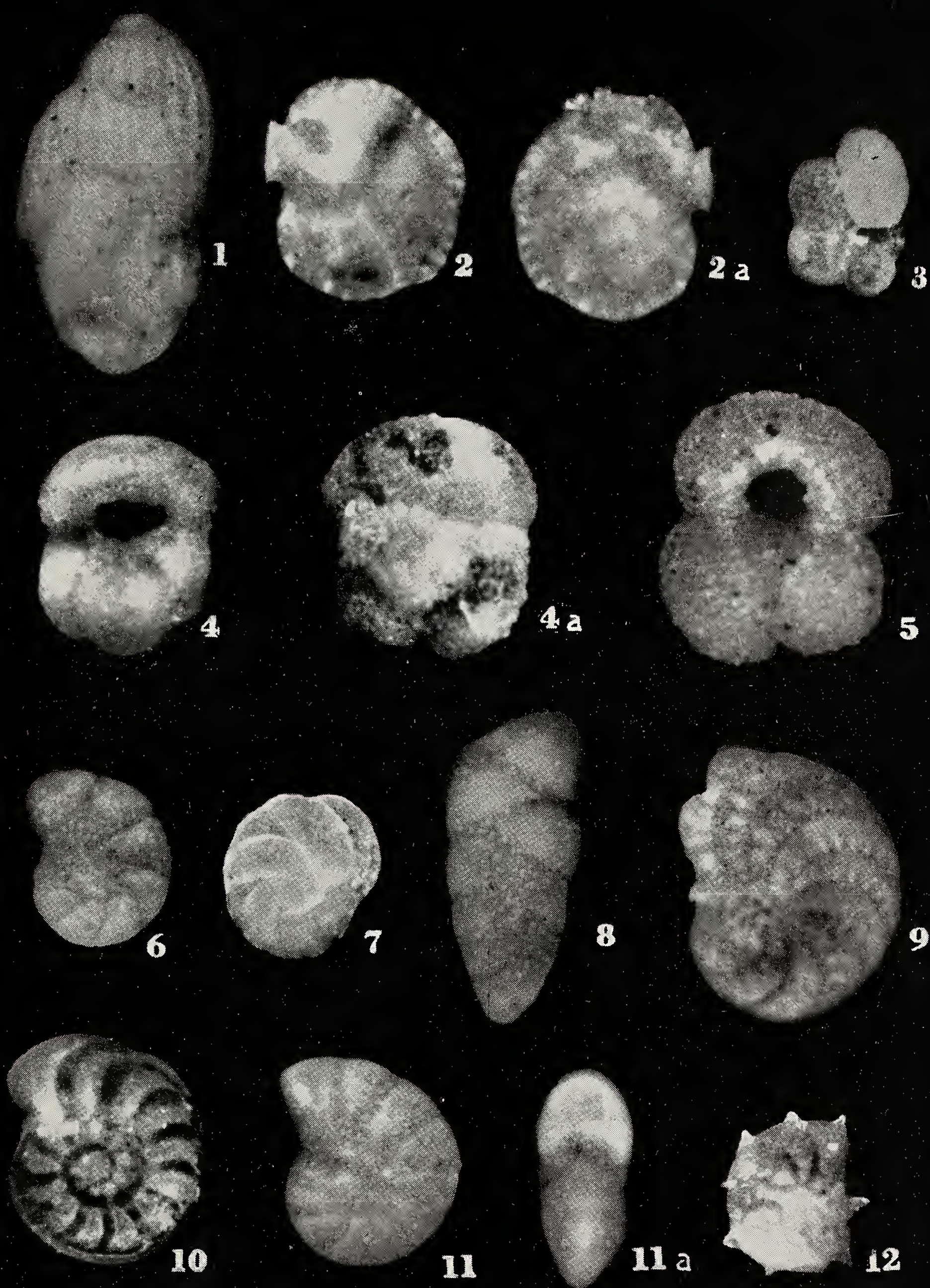
Fig. 9. — *Elphidium complanatum* D'Orb., ×105, prep. C6, I, 59.

Fig. 10. — *Hyalinea balthica* (Schr.), ×80, p. 22, prep. C6, I, 24.

Fig. 11. — *Nonion padanum*, Perconig, ×105, p. 22, prep. C6, I, 57.

Fig. 11a. — *Nonion padanum* Perconig, faccia aperturale, ×105, p. 22, prep. C6, I, 57.

Fig. 12. — *Elphidium aculeatum* D'Orb., ×80, p. 20, prep. C4, I, 6.


1
2
2 a
3
4
4 a
5
6
7
8
9
10
11
11 a
12

Acqua minerale rinvenuta nel bacino idrotermale del Lucrino

Nota dei Soci G. MONDELLI e D. LAMBERTINI

(Tornata del 22 dicembre 1966)

La Collina di Monterillo alla base della quale viene a giorno l'acqua minerale oggetto di studio in questa nota, fa parte del rione delle Mofete (v. cartina), cioè di quella zona, quasi interamente collinosa, che va dall'orlo orientale del lago Fusaro a quello occidentale del Lucrino.

La zona è descritta dal punto di vista stratigrafico dal Falini (1) ed è stata da anni costantemente e dettagliatamente studiata per l'aspetto geofisico dal prof. Parascandola (6). Essa rappresenta l'estrema propagine dove ancora è visibile l'attività endogena dei Campi Flegrei; è sede di fenomeni vulcanici secondari ed è interamente pervasa da spiragli fumarolici. Pertanto essa costituì una delle tre località dei Campi Flegrei, insieme a Monte Nuovo ed Agnano, scelte a suo tempo dalla S.A.F.E.N. per eseguirvi trivellazioni per la ricerca di vapore endogeno; con l'occasione si ebbe modo di conoscere in diversi punti le caratteristiche fisiche e chimico fisiche del sottosuolo, ivi compresa la natura delle acque che venivano incontrate durante le perforazioni.

E può dirsi che queste siano le uniche notizie rintracciabili nella letteratura (4), intorno alle acque sotterranee di questa zona, la quale pur possiede nel sottosuolo un ricchissimo patrimonio idrotermale.

Nella antichità, infatti, ovunque era un pullulare di acque minerali che alimentavano terme famosissime; ma in seguito i terremoti, le alluvioni e l'eruzione del Monte Nuovo modificarono completamente l'aspetto del luogo: gli edifici termali andarono distrutti, il materiale eruttivo ed alluvionale ricoprì tutto, le acque stesse furono in alcuni punti completamente obliterate, cosicchè non si ebbe più traccia neppure della originaria attività termale.

Praticamente il sussistere in loco di quella attività endogena che partecipa alla formazione stessa delle acque minerali fece si che, dopo un periodo di grande rinomanza, il luogo venisse completamente abbandonato.

Pertanto, avendo avuto occasione di esaminare l'acqua di un pozzo termale ubicato in questa zona, abbiamo ritenuto opportuno pubblicare i risultati delle indagini eseguite in modo che si possa disporre del quadro completo relativo alla fisionomia chimica di almeno una di queste acque minerali del Rione delle Mofete.

Il fabbricato dove è ubicato il pozzo è una rozza costruzione che attualmente non conserva alcuna traccia di antiche vestigia, ma è molto probabile che esso facesse parte del grandioso impianto idrotermale che copriva nell'antichità tutto il fianco della collina sovrastante e che comprendeva le celebri Stufe di Nerone ed i Bagni di Tritoli; comunque di terme esistenti in questo luogo non è fatta menzione neppure negli scritti più remoti.

Il primo ad accennare all'esistenza di detto fabbricato fu il Signore nel 1924 (8) ed in seguito il Parascandola nel 1935 (6).

Sembra comunque che la messa in luce del pozzo sia avvenuta, una cinquantina di anni fa, per un caso molto singolare; l'edificio fungeva da stalla ed i cavalli scalpitando smossero una pietra del pavimento e si vide uscire del fumo; fu scavato e si ritrovò il pozzo. Attualmente esso è costituito da una vasca rettangolare ripiena di acqua il cui livello varia con la marea e le stagioni. Esso si trova nella stanza d'ingresso del caseggiato, costituito da sei stanze intercomunicanti, tre esterne e tre addossate alla collina. Da una delle stanze interne si accede, attraverso uno stretto passaggio, in una intercapedine semicircolare formata dalla parete della collina e da quella perimetrale dell'edificio.

L'acqua da noi esaminata è stata prelevata o direttamente dal pozzo o dal rubinetto più vicino ad esso esistente nella piccola rete di condutture, alimentata con l'acqua minerale.

I risultati ottenuti dal complesso degli esami eseguiti sono raccolti nelle tabelle da 1 a 7.

TABELLA 1.

Acqua limpida, incolore, con marcato sapore salato.

TABELLA 2.

Valutazioni chimiche diverse

1)	Residuo fisso a 110°C	25,50 gr/litro
2)	» » » 180°C	25,00 » »
3)	Durezza totale	116,2° Francesi
4)	Durezza permanente	110° »
5)	Durezza temporanea	6,2° »
6)	Alcalinità ($CaCO_3$)	0,1830 gr/litro
7)	Anidride carbonica semicombinata (CO_2)	0,0805 » »
8)	Anidride carbonica libera (CO_2)	0,0306 » »

TABELLA 3.

Determinazioni chimico-fisiche

1)	Temperatura dell'acqua alla sorgente:	
	(ore 11,30 del 20-4-1966)	48°C
	(ore 10,30 del 22-10-1966)	56°C
2)	Temperatura esterna:	
	(ore 11,30 del 20-4-1966)	23°C
	(ore 10,30 del 24-10-1966)	26°C
3)	Densità 20°C/20°C	1,0167
4)	Abbassamento crioscopico	$\Delta T = 1{,}313°C$
5)	Pressione osmotica	$\pi = 15{,}82$ atm.
6)	Concentrazione osmotica	$C_0 = 0{,}709$ moli/lt.
7)	Conducibilità elettrica specifica (a 20°C)	K = 0,0324
	» » » (a 45°C)	K = 0,0502
8)	Attività degli ioni idrogeno (a 18°C)	$9{,}54 \times 10^{-8}$
9)	Esponente di idrogeno (pH)	7,1

TABELLA 4.

Radioattività	assente

TABELLA 5.

Gas disciolti

(in un litro d'acqua, alla temperatura della sorgente e ridotti a 0°C e 760 mm Hg)

1)	Anidride carbonica (CO_2)	15,58 cc.
2)	Ossigeno (O_2)	0,91 cc.
3)	Azoto+gas rari	16,42 cc.
		32,91 cc.

TABELLA 6.

Composizione chimica del residuo

1)	Titolo di	silice (SiO_2)	0,1697	gr/litro
2)	» »	sesquiossido di ferro (Fe_2O_3)	0,0010	» »
3)	» »	tetrossido di manganese (Mn_3O_4)	0,0019	» »
4)	» »	calce (CaO)	0,5223	» »
5)	» »	magnesia (MgO)	0,0975	» »
6)	» »	ossido di sodio (Na_2O)	14,1000	» »
7)	» »	ossido di potassio (K_2O)	0,9047	» »
8)	» »	anidride solforica (SO_3)	0,4562	» »
9)	» »	anidride carbonica semicombinata (CO_2)	0,0805	» »
10)	» »	anidride borica (B_2O_3)	0,0096	» »
11)	» »	cloruri (Cl)	13,7600	» »
12)	» »	bromuri (Br)	0,0290	» »
13)	» »	fluoruri (F)	0,0040	» »
14)	» »	ioduri (I)	non dosabile	

TABELLA 7.

Ione	Formula	gr/litro	Millimoli/litro	Millivalenze/litro
Calcio	Ca^{++}	0,3732	9,336	18,670
Magnesio	Mg^{++}	0,0586	2,210	4,821
Sodio	Na^{+}	10.4600	454,850	454,850
Potassio	K^{+}	0,7510	20,150	20,150
Ferro	Fe^{++}	0.0006	0,013	0,027
Manganese	Mn^{++}	0,0028	0,050	0,101
				498,619
Cloro	Cl^{-}	13,7600	488,630	488,630
Bicarbonico	HCO_3^{-}	0,2230	3,650	3,650
Solforico	SO_4^{--}	0,5474	5,701	11,402
Bromo	Br^{-}	0,0190	0,237	0,237
Fluoro	F^{-}	0,0035	0,182	0,182
				504,101
Acido silicico	H_2SiO_3	0,2206	2,825	
Acido borico	H_3BO_3	0,0170	0,275	

Sulla base dei dati analitici possono farsi le seguenti considerazioni:

L'acqua è da classificarsi, secondo la classifica MAROTTA e SICA, fra le minerali, salse bromoiodiche ipertermali.

Il contenuto di anidride carbonica libera è basso e così anche quello di bicarbonati. Tra gli elementi minori è da segnalare il manganese. Non è radioattiva.

I costituenti la mineralizzazione sono gli stessi dell'acqua di mare, ma i rapporti fra di essi sono diversi da quelli che normalmente caratterizzano la mineralizzazione dell'acqua marina.

Il rapporto Na/Cl è nettamente superiore, quello Ca/Cl non è molto diverso; mentre gli scostamenti più forti si hanno per i rapporti Mg/Cl e SO_4/Cl. Differenze dello stesso genere erano state già riscontrate, all'atto del confronto con l'acqua di mare, per acque rinvenute a mezzo di trivellazioni molto profonde eseguite nella vicina zona del Fusaro (7) e in acqua abbastanza superficiali rinvenuta lungo il litorale di Sant'Angelo di Ischia (2, 3).

Premesso ciò si intravede abbastanza verosimile anche per questa località dei Campi Flegrei, un quadro idrogeologico analogo a quello schematizzato dal prof. PENTA (5) per le zone costiere dell'isola d'Ischia.

Tre, cioè, sono i fattori da prendere in considerazione per risalire al genere di alimentazione del bacino idrico della zona considerata: le precipitazioni atmosferiche, la vicinanza del mare, e l'esistenza a piccola profondità di un bacino magmatico ancora in attività, esistenza evidenziata dal fatto che, in molti punti, il sottosuolo è caldo fin quasi in superficie (4, 6, 7).

Le acque meteoriche sono di infiltrazione locale ed il loro apporto è variabile a secondo della entità delle precipitazioni ed ovviamente a seconda della permeabilità del terreno.

L'acqua di mare impregna in questa zona il sottosuolo anche a notevole distanza dalla linea di costa in quanto non incontra sbarramento da parte di formazioni sotterranee impermeabili.

Per quanto, in fine, concerne l'influenza termica dei focolari magmatici su queste acque superficiali, si possono formulare due ipotesi.

Può cioè verificarsi che l'acqua marina, più o meno diluita dall'acqua meteorica che impregna il sottosuolo, venga riscaldata per contatto diretto con le rocce calde costituenti il tetto del magma.

Ovvero può accadere che il vapore derivante dal magma vulcanico, sotto alte pressioni e quindi ad elevata temperatura, nel suo percorso verso la superficie, incontri la falda superficiale di acqua fredda, formata da acqua marina e meteorica, e, condensandosi in essa, la riscaldi.

In questa seconda ipotesi se ad un certo punto vengono a verificarsi condizioni di minore pressione quando l'acqua è ancora calda, si ha evaporazione e per tanto la concentrazione salina dell'acqua stessa tende ad aumentare; nel caso in cui le condizioni di minore pressione si verifichino soltanto quando l'acqua è già fredda si ha, al contrario della situazione prima considerata, una diluizione dei sali disciolti.

È da ritenere che il vapore, sprigionandosi dal magma vulcanico, trascini con sè l'anidride carbonica e gli elementi volatili dal magma, i quali vengono a sciogliersi nell'acqua stessa.

Per acque tipo questa oggetto di studio, così come per quella a suo tempo esaminata alla spiaggia delle « Fumarole » nell'isola d'Ischia (2), fra le due ipotesi prese in considerazione risulta più probabile l'ultima, in quanto nelle zone suddette abbondano le manifestazioni fumaroliche o comunque esalativo-idrotermali.

Pertanto, tutte le acque minerali, a cui può venire attribuita una tale origine, avranno, a parte diversità di dettaglio, la stessa fisionomia d'assieme di acque calde e salse, saranno più o meno mineralizzate, più o meno carboniche e variamente arricchite di elementi magmatici.

RIASSUNTO

Diamo conto dei risultati delle indagini espletate su di un'acqua termominerale che scaturisce in prossimità del lago di Lucrino, alla base della collina di Monterillo.

Dati relativi a precedenti analisi chimiche, non sono stati ritrovati nella letteratura specializzata.

Essa rappresenta una delle numerose manifestazioni di acqua calda esistenti in questa zona prettamente fumarolica.

Probabilmente si tratta di acqua freatica riscaldata e forse mineralizzata per l'appunto da parte di questi spiragli fumarolici.

SUMMARY

A thermomineral water from a spring near the Lucrino lake has been analysed. This belongs to the many hot water springs which may be found in this fumaroles area.

Probably the water is of freatic nature and it is wormed up and mineralized by fumaroles manifestations.

BIBLIOGRAFIA

1) Falini F. *Rilevamento geologico della zona nord-occidentale dei Campi Flegrei.* Boll. Soc. Geol. ital., 69, 1950.

2) Lambertini D. e Mondelli G. *Relazione sull'esame analitico di un'acqua termale sorgente presso la località « Cava delle Petrelle » in territorio di Sant'Angelo, nell'isola d'Ischia.* Boll. Soc. Natural., 70, 1961.

3) Lambertini D. e Sersale R. *Relazione sull'esame analitico di un'acqua termale sorgente presso il lido di « Lo Grado », nell'isola d'Ischia.* Boll. Soc. Natural., 68, 1959.

4) Penta F. e Conforto B. *Sulle misure di temperatura del sottosuolo nei fori trivellati in presenza di acque e sui relativi rilievi freatimetrici in regioni idrotermali.* Ann. di Geofis., 4, 1961.

— *Risultati di sondaggi e di ricerche geominerarie nell'isola d'Ischia dal 1939 al 1943 nel campo del vapore, delle acque termali e delle forze endogene in generale.* Ann. di Geofis., 4, 1961.

— *Risultati di sondaggi e di ricerche geominerarie nei Campi Flegrei per vapore, acque termali e forze endogene in generale.* Ann. di Geofis., 4, 1961.

5) Penta F. *Sulle caratteristiche idrotermogeologiche dell'isola d'Ischia (Napoli).* Rend. Acc. Naz. dei Lincei Cl. Sc. fis., Roma 1963.

6) Parascandola A. *Su di alcune misure di temperature eseguite nel rione delle Mofete e nel cratere del Monte Nuovo nei Campi Flegrei.* Boll. Soc. Natural., 40, 1928.

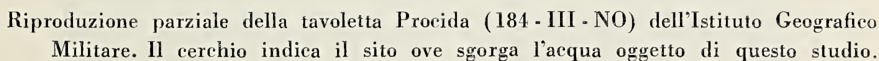
— *Osservazioni di temperatura nei Campi Flegrei.* Boll. Soc. Natural., 47, 1935.

— *Il Bacino idrotermale del Lucrino e dell'Averno nei Campi Flegrei.* Boll. Soc. Natural., 48, 1936.

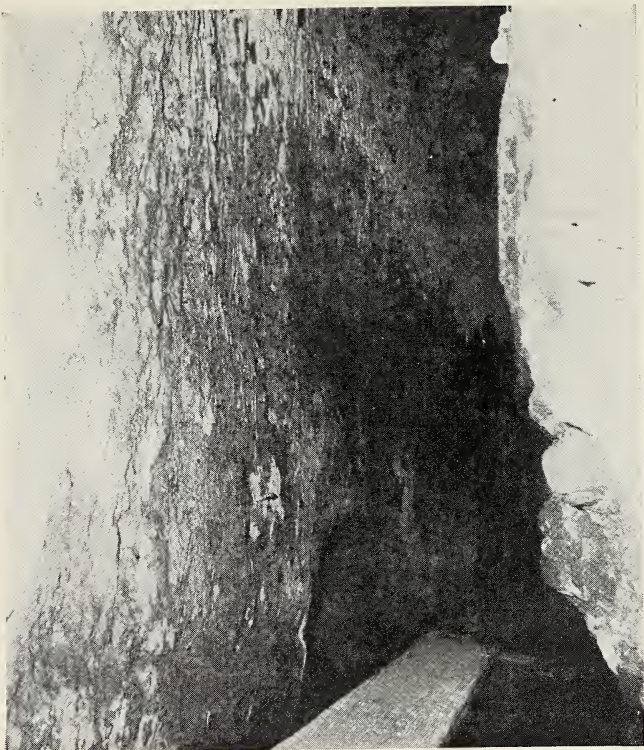
— *Il rione delle Mofete nei Campi Flegrei.* Boll. Soc. Natural., 48, 1936.

7) Sersale R. *Sulla presenza di notevoli quantità di acido borico in acque ipertermali incontrate durante una trivellazione profonda, nella zona flegrea (Fusaro).* Boll. Soc. Natural., 62, 1953.

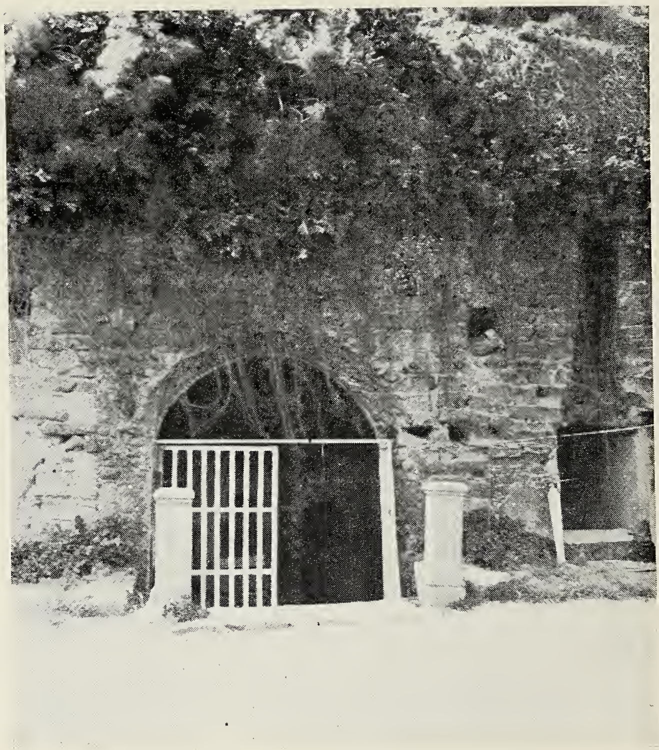
8) Signore F. *Contributo allo studio geofisico della solfatara e del rione delle Mofete, Stufe di Nerone.* Ann. R. Oss. Ves., Serie III, I, 1924.



Riproduzione parziale della tavoletta Procida (184 - III - NO) dell'Istituto Geografico Militare. Il cerchio indica il sito ove sgorga l'acqua oggetto di questo studio.



Intercapedine esistente tra la collina e il caseggiato



Ingresso fabbricato ove è ubicato il pozzo



Collina di Monterillo

Processi verbali delle tornate e delle assemblee generali

Verbale della Tornata del 28 gennaio 1966

Presidente: G. Imbò — Segretario: P. Vittozzi

La seduta è aperta alle ore 17,10.

Sono presenti i Soci: Brancaccio, De Cunzo, Gasparini, Guzzetta, Imbò, Mazzarelli, Moncharmont, Montagna, Nicotera, Palumbo, Pescatore, Pierantoni, Scarsella, Vittozzi.

Letto ed approvato il verbale della seduta precedente, il Presidente, comunica il calendario delle sedute del 1966 che è il seguente: Gennaio 28; Febbraio 25; Marzo 25; Aprile 29; Maggio 27; Giugno 24; Novembre 25; Dicembre 30.

Il Presidente comunica poi che in risposta alla lettera di richiesta di fondi il Ministero della Pubblica Istruzione ha assicurato che prenderà in esame la possibilità di erogare un contributo a favore della Società nel corso dell'anno finanziario, comparativamente con le analoghe istanze prodotte dagli Istituti Culturali sottoposti alla sua vigilanza o nei limiti dei fondi a disposizione. Analoga assicurazione si è ricevuta dal Consiglio Nazionale delle Ricerche. Inoltre, continua il Presidente, il Banco di Napoli al quale per la prima volta la Società si è rivolta ha disposto l'erogazione della somma di L. 50.000 quale contributo in favore del Bollettino.

Il Presidente presenta ed illustra quindi, per sommi capi, i Bilanci consuntivo 1965 e preventivo 1966. Per il consuntivo 1965 le entrare ammontano a Lire 3.456.705.

Per esse c'è da rilevare che i contributi da parte del Ministero della Pubblica Istruzione (lorde L. 600.000) e da parte del Consiglio Nazionale delle Ricerche (L. 900.000) si riferiscono oltre che al 1965 anche al II semestre 1964, riscosso nel 1965.

Deve notarsi anche che l'entrata relativa alle quote sociali è stata di L. 447.000 invece delle normali L. 260.000 e ciò perché sono state riscosse tutte le quote arretrate. Le uscite ammontano complessivamente a L. 1.747.746 e sono costituite, tra l'altro, dalle spese di L. 399.000 per la costruzione di un nuovo mobile-libreria e per l'acquisto di una lavagna con relativo cavalletto, dalla spesa di L. 180.000 per la rilegatura di N. 200 volumi e dalla spesa di L. 700.000 per la stampa del Vol. LXXIII (1964) del Bollettino.

La differenza attiva risulta perciò di L. 1.708.959.

Essa aggiunta alle normali entrate annuali del 1966, che sono state previste con la massima prudenza possibile, formano un prevedibile totale delle entrate per il 1966 di L. 3.273.749.

Prevedendo; la spesa di L. 1.000.000 per la stampa del Vol. LXXIV (1965) del Bollettino, di L. 300.000 per rilegatura di libri, di L. 350.000 per l'acquisto di un apparecchio di proiezione e relativo schermo e prevedendo con una certa relativa larghezza le spese di ordinaria amministrazione, resta tuttavia disponibile la somma di L. 888.749 per eventuali anticipazioni alla Tipografia Genovese per la stampa del Vol. LXXV (1966) del Bollettino.

Vengono poi nominati i revisori dei conti e precisamente i dottori Pescatore e Pierantoni quali revisori effettivi ed il dottor Vallario quale supplente.

Essi nella seduta del febbraio presenteranno la relazione scritta dopo della quale sarà chiesto all'Assemblea di approvare i Bilanci presentati.

Si passa poi alle comunicazioni scientifiche.

Il socio Moncharmont presenta ed illustra una nota del socio P. Parenzan, che lontano da Napoli, non è potuto intervenire personalmente all'adunanza. La nota reca il titolo « Mjxobòlus mujìlis e mjxobolus branchialos, due nuovi missosporidi parassiti ecc.

Il socio Nicotera illustra una nota del dott. Massimo Civita, presentata da lui e dal socio Imbò, dal titolo « Alcune osservazioni sulla tettonica del Massiccio del Terminio-Tuoro (Irpinia) ». Il socio Scarsella chiede chiarimenti.

Infine il socio Pierantoni presenta ed illustra una nota « Sulla presenza di sostanze pteriniche nella pelle di rana durante la metamorfosi ».

La seduta è tolta alle ore 18,15.

Verbale della Tornata del 25 febbraio 1966

Presidente: G. Imbò — Segretario: P. Vittozzi

La seduta è aperta alle ore 17,15.

Sono presenti i soci: Barbera, Brancaccio, Ciampa, De Cunzo, Gasparini, Guzzetta, Ietto, Imbò, Moncharmont Zei, Montagna, Napoletano, Oliveri, Palumbo, Parascandola, Pescatore, Rapolla, Rodriquez, Scandone, Scarsella, Vallario, Vittozzi.

Letto ed approvato il Verbale della seduta precedente, il Presidente invita i revisori dei conti a leggere la loro relazione sul conto consuntivo 1965.

Il socio Pescatore, dopo averne letto ed illustrato le parti salienti, conclude proponendo all'Assemblea l'approvazione del Bilancio.

L'Assemblea, per acclamazione, approva il bilancio consuntivo 1965 e quello preventivo 1966. Successivamente il Presidente riferisce su alcune lettere pervenute in relazione alle varie richieste di fondi fatte a vari Enti: il socio Palombi che con la sua solita solerzia fa presente al Ministero le necessità della Società ha fatto tenere una lettera inviata dal dott. Frattardo a nome del Direttore Generale delle Accademie e Biblioteche che assicura uno « attento riguardo » nell'esame della domanda della Società dei Naturalisti; l'avv. Di Cagno scrive purtroppo che l'Enel, nella sua veste di Ente Pubblico, non può concedere sussidi per finalità diverse da quelle per le

quali è stato istituito; il Segretario della Fondazione Politecnica del Mezzogiorno si riserva di comunicare l'esito della domanda, dopo la riunione del Consiglio Direttivo; nei riguardi del Consiglio Nazionale delle Ricerche, mentre da un canto si è ricevuta assicurazione dell'assegnazione di L. 600.000 da parte del Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie, nulla si conosce in merito alle domande inoltrate al Comitato per le Scienze Fisiche.

Si passa quindi alle comunicazioni scientifiche; il socio Vallario presenta ed illustra con tavole e disegni una nota dal titolo « Geologia del monte Massico (Caserta) ».

Il Presidente interviene per una precisazione nei riguardi di un precedente lavoro del socio Gasparini cui il Vallario ha fatto riferimento nel corso della esposizione.

Il socio Scandone presenta ed illustra con tavole e disegni una nota dal titolo « Sulla posizione stratigrafica e l'età dei livelli a Daonella e ad Halobia in Lucania ».

La seduta è tolta alle ore 18,15.

Verbale della Tornata del 25 marzo 1966

Presidente: G. Imbò Segretario: P. Vittozzi

Sono presenti i soci: Gasparini, Imbò, Oliveri, Pescatore, Rapolla, Scandone, Sinno, Vittozzi.

Scusa l'assenza il socio Costantino.

Letto ed approvato il verbale della seduta precedente, il Presidente comunica:

a) che è stato assegnato il contributo per la stampa del Bollettino per il 1965 da parte dell'Ente Cellulosa e Carta, nella misura di L. 150.000;

b) che è stato versato il contributo per il 1966 da parte dell'Università di Napoli, nella misura di L. 200.000;

c) che, date le richieste, che spesso si ricevono, da parte di librerie, enti e privati, Italiani ed Esteri, di volumi arretrati del Bollettino è stato fatto l'inventario di tutti i volumi ancora esistenti ed è stato fissato un prezzo per ciascuna annata in relazione all'anno di pubblicazione ed in ragione al numero di esemplari ancora esistenti, detto prezzo verrà ritoccato, con gli stessi criteri, ogni volta che viene pubblicato un nuovo volume;

d) il Presidente comunica inoltre che è stato ordinato il nuovo mobile-libreria previsto nel bilancio approvato e simile all'altro acquistato lo scorso anno. Esso verrà consegnato in aprile; è stato ordinato pure l'apparecchio di proiezione, anch'esso previsto nel bilancio approvato;

e) il Presidente presenta infine il Vol. LXXIV del Bollettino relativo al 1965, che ha visto recentemente la luce. È un volume di 440 pagine, assai ricco di figure

e tavole intercalate nel testo e fuori testo, al quale hanno collaborato anche studiosi non soci nei vari campi delle discipline naturalistiche. Facendo gravare, come fu a suo tempo stabilito dal Consiglio Direttivo, interamente a carico degli autori le spese di stampa e degli estratti per i non soci, si è potuto contenere la spesa nei limiti previsti in bilancio, e cioè al disotto del 1.000.000.

La seduta è tolta alle ore 18.

Verbale della Tornata del 29 aprile 1966

Presidente: G. Imbò — Segretario: P. Vittozzi

La seduta è aperta alle ore 17,15.

Sono presenti i soci: De Castro, De Cunzo, Imbò, Moncharmont Zei, Montagna, Oliveri, Palumbo, Sgrosso, Sinno, Vittozzi.

Scusa l'assenza il socio Costantino.

Letto ed approvato il verbale della seduta precedente il Presidente dà la parola al socio Sinno che presenta ed illustra con fotografie una nota dal titolo « Studio sulla composizione chimica mineralogica delle « terre Caoliniche » di Prata Sannita e relative possibilità d'impiego industriale ».

Al termine il Presidente si congratula con l'autore anche per aver ben chiarito la necessità e l'importanza dei rapporti tra la ricerca svolta nelle Università e le Industrie.

Sull'argomento interviene per chiedere chiarimenti il socio Sgrosso.

La seduta è tolta alle ore 18,30.

Verbale dell'Assemblea Generale del 27 maggio 1966 (seconda convocazione)

(Il giorno 26 maggio in prima convocazione l'Assemblea andò deserta)

Presidente: G. Imbò — Segretario: P. Vittozzi

La seduta è aperta alle ore 17,15.

Sono presenti i soci: Barbera, Brancaccio, Casertano, De Castro, De Cunzo, De Leo, Gasparini, Ietto, Imbò, Maccagno, Moncharmont Zei, Napoletano, Oliveri, Pacella, Palombi, Pescatore, Quagliariello, Rapolla, Scandone, Scarsella, Scherillo, Scotto di Carlo, Sgrosso, Vallario, Vittozzi.

Scusa l'assenza il socio Costantino.

Letto ed approvato il verbale della seduta precedente, si passa alle comunicazioni scientifiche.

Il socio Vallario riferisce su una nota inviata dal socio Bruno Radina, impossi-

bilitato ad intervenire di persona, dal titolo « Aspetti geologici e di geologia tecnica di una parte dell'alto bacino del fiume Basento (Lucania) ».

Il socio Maccagno presenta ed illustra, chiedendone la pubblicazione nel Bollettino, una nota della dottoressa Elena Luperto Sinni, dal titolo « Segnalazione di microfaune mesozoiche nei calcari dei dintorni di Vietri di Potenza (Lucania) ».

A questo punto il Presidente dopo aver brevemente ricordato le norme dello statuto, relative, procede alla costituzione del seggio elettorale per le votazioni per il rinnovo del Consiglio Direttivo.

Il seggio risulta così formato:

Presidente del seggio: Prof. Angiola Maria Maccagno
Scrutatore: Dott. Tullio Pescatore
Scrutatore: Dott. Paolo Gasparini

Alle ore 18 il Presidente del seggio dà inizio alle votazioni.

L'urna resta aperta sino alle ore 18,15.

Chiusa la votazione si iniziano le operazioni di scrutinio, per le quali viene redatto dai componenti del seggio, apposito verbale, che si trascrive in calce e dal quale si rileva che nessuno dei candidati ha raggiunto la prescritta maggioranza.

Viene subito dato inizio ad altra votazione in seguito alla quale il nuovo Consiglio Direttivo per il triennio maggio 1966 - maggio 1969 risulta così costituito:

Presidente: Prof. Angiola Maria Maccagno
Vice Presidente: Prof. Arturo Palombi
Segretario: Dott. Piero De Castro
Consiglieri: Prof. Imbò Giuseppe
» Prof. Francesco Scarsella
» Prof. Antonio Scherillo
» Prof. Pio Vittozzi

La seduta è tolta alle ore 19,15.

Verbale del Seggio

Il giorno 27 maggio 1966, alle ore 17,50, nella Sala delle Adunanze della Società dei Naturalisti in Napoli, il Presidente ha costituito il Seggio elettorale per le votazioni per il rinnovo del consiglio Direttivo, come segue:

Presidente del seggio: Prof. Angiola Maria Maccagno
Scrutatore: Dott. Tullio Pescatore
Scrutatore: Dott. Paolo Gasparini

Alle ore 18 il Presidente del Seggio dà inizio alle operazioni di voto che sono procedute senza inconvenienti ed in perfetta normalità fino alle ore 18,15.

Chiusa la votazione, si è proceduto allo spoglio delle schede con i seguenti risultati:

Presenti 24 - Votanti 24.
Maggioranza 13 voti.
Schede bianche 17.

Presidente:	Prof. Orrù	5 voti
»	Prof. Imbò	1 voto
»	Prof. Bottini	1 voto
Vice Presidente:	Prof. Bottini	5 voti
»	Prof. Maccagno	1 voto
»	Prof. Orrù	1 voto
Segretario:	Prof. Sinno	3 voti
»	Prof. De Leo	1 voto
»	Prof. Moncharmont Zei	1 voto
»	Prof. Maccagno	1 voto
»	Prof. Vittozzi	1 voto
Consiglieri:	Prof. Moncharmont Ugo	6 voti
»	Prof. Imbò	5 voti
»	Prof. Covello	4 voti
»	Prof. Vittozzi	4 voti
»	Prof. Maccagno	2 voti
»	Prof. Orrù	1 voto
»	Prof. Scarsella	1 voto
»	Prof. Merola	1 voto
»	Prof. Palombi	1 voto
»	Prof. De Leo	1 voto

Constatato pertanto che nessuna candidatura aveva raggiunto la prescritta maggioranza alle ore 18,30 viene subito dato inizio ad altra votazione, che si svolge anche essa in perfetta regolarità. L'urna resta aperta fino alle ore 18,45.

Le operazioni di scrutinio hanno dato i seguenti risultati:

Presenti 25 - Votanti 25.
Schede bianche 2.

Presidente:	Prof. Maccagno	14 voti
»	Prof. Orrù	8 voti
»	Prof. Imbò	1 voto
Vice Presidente:	Prof. Palombi	12 voti
»	Prof. Bottini	7 voti
»	Prof. Scherillo	1 voto
»	Prof. Scarsella	1 voto
»	Prof. Maccagno	1 voto
»	Prof. Moncharmont Zei	1 voto

Segretario:	Dott. De Castro	13 voti
»	Prof. Sinno	4 voti
»	Prof. De Leo	4 voti
»	Prof. Moncharmont Zei	1 voto
»	Prof. Oliveri	1 voto
Consiglieri:	Prof. Imbò	22 voti
»	Prof. Vittozzi	19 voti
»	Prof. Scarsella	15 voti
»	Prof. Scherillo	6 voti
»	Prof. Moncharmont Ugo	6 voti
»	Prof. Oliveri	5 voti
»	Prof. Palombi	4 voti
»	Prof. Moncharmont Zei	3 voti
»	Prof. Maccagno	2 voti
»	Prof. Merola	2 voti
»	Prof. Covello	2 voti

Consiglieri:	Dott. Pescatore	1 voto
»	Dott. De Castro	1 voto
»	Dott. Gasparini	1 voto
»	Prof. Casertano	1 voto
»	Prof. Bottini	1 voto
»	Dott. Palumbo	1 voto

Proceduto al controllo delle schede, esse sono risultate in numero di 25, corrispondenti alle firme dei votanti. Si è proceduto altresì al controllo dei voti, che, tenuto conto delle schede bianche, sono stati trovati rispondenti al numero dei votanti. Tenendo conto che per l'elezione al consigliere i soci Scherillo e Moncharmont Ugo hanno riportato lo stesso numero di voti, ma il socio Scherillo ha una maggiore anzianità di nomina a Socio, il Seggio proclama i seguenti risultati:

Presidente:	Prof. Angiola Maria Maccagno
Vice Presidente:	Prof. Arturo Palombi
Segretario:	Dott. Piero De Castro
Consiglieri:	Prof. Giuseppe Imbò
»	Prof. Pio Vittozzi
»	Prof. Francesco Scarsella
»	Prof. Antonio Scherillo

Il Presidente del Seggio: f.to Angiola Maria Maccagno
Gli Scrutatori: f.to Tullio Pescatore e Paolo Gasparini.

Verbale dell'Assemblea Generale del 24 giugno 1966
(II convocazione)

(Il giorno 23 giugno, in prima convocazione, l'Assemblea andò deserta)

Presidente: A. M. Maccagno *Segretario*: Pio Vittozzi

La seduta è aperta alle ore 18.

Sono presenti i soci: Barbera, Brancaccio, De Castro, De Cunzo, Guzzetta, Imbò, Maccagno, Moncharmont Zei, Palombi, Palumbo, Rodriquez, Scandone, Scorziello, Vallario, Vittozzi, Zamparelli.

Letto ed approvato il verbale della seduta precedente, il nuovo Presidente eletto, Prof.ssa Angiola Maria Maccagno, ringrazia il Presidente uscente, Prof. Imbò e tutti i componenti il cessato Consiglio Direttivo. Legge poi la lettera, con la quale il nuovo Segretario eletto, Dott. Piero De Castro, si rammarica di non poter accettare l'incarico affidatogli, « a causa di gravi motivi indipendenti dalla sua volontà ».

Propone che le elezioni per il nuovo Segretario vengano indette per la seduta di novembre, la prima cioè, dopo le ferie, pregando il Segretario uscente Prof. Pio Vittozzi di rimanere in carica fino a quella data. Il Prof. Vittozzi e l'Assemblea unanime approvano.

Il Presidente comunica poi di essere stata invitata ad intervenire alla inaugurazione, presso la Biblioteca Nazionale di Napoli, della mostra dei libri, stampe e disegni su Posillipo e prega il socio De Cunzo di volerla rappresentare.

La Dott.ssa De Cunzo accetta.

Il Presidente comunica inoltre che la Fondazione Politecnica per il Mezzogiorno d'Italia alla quale per la seconda volta si era rivoltà la Società per un aiuto finanziario, ha ribadito il concetto già espresso dopo la prima richiesta e cioè che essa « non è compatibile con i fissi statutari della Fondazione, pur apprezzando altamente l'attività della Società dei Naturalisti ».

Si passa poi alle comunicazioni scientifiche:

Il Socio Vitozzi presenta e riassume brevemente tre note fattegli pervenire dagli Autori che si scusano di non poter intervenire personalmente all'adunanza: la prima, del socio Ester Andreotti Majo dal titolo « Il mal tempo in Italia in concomitanza del Sole tranquillo »; la seconda, del socio Angiolo Pierantoni, dal titolo « Metodi di campionamento e di analisi degli inquinanti atmosferici »; la terza, dello stesso autore dal titolo « Detersivi sintetici e fauna ittica ».

Il socio Scarsella presenta ed illustra una nota del Dott. Glauco Bonardi, chiedendone la pubblicazione, a totale carico dell'Autore, nel Bollettino della Società. Essa reca il titolo « Osservazioni geologiche sui monti di Lauria ». Chiede chiarimenti il socio Scandone.

Il socio Maccagno, unitamente al socio Scarsella, presenta ed illustra una nota della Dott.ssa Sinni Luperto, chiedendone la pubblicazione a totale carico dello

Autore nel Bollettino della Società. Essa reca il titolo « Microfaune mesozoiche del M. Raparo ».

Il Socio Scandone presenta e riassume brevemente una nota del socio Crescenti che si scusa di non essere potuto intervenire di persona. La nota ha per titolo: « Cenni sulle paleotemperature del Miocene nell'Appennino meridionale ».

Lo stesso socio Scandone presenta ed illustra con proiezioni un proprio lavoro, in collaborazione col Dott. Lirer, dal titolo: « Segnalazione di un livello piroclastitico nel Pleistocene superiore della costiera Calabra e Silentina ». Nella discussione seguitane intervengono nell'ordine i Soci: Palombi, Maccagno, Moncharmont Zei, Scarsella.

La seduta è tolta alle ore 19,30.

Verbale della Tornata del 25 novembre 1966

Presidente: A. M. Maccagno *Segretario*: P. Vittozzi

La seduta è aperta alle ore 17,20.

Sono presenti i Soci: Palombi, Imbò, Vittozzi, Ciampa, Scherillo, Scarsella, Maccagno, Brancaccio, D'Argenio, Pescatore, Bottini, Rapolla, Gasparini, Sgrosso, Vallario, Moncharmont, De Cunzo, Scorziello, Lazzari, De Castro, Barbera, Zamparelli.

Letto e approvato il verbale della Seduta precedente il Presidente legge una lettera del Socio G. Costantino che scusa la sua assenza dovuta ad inderogabili impegni.

Passando alle comunicazioni previste dall'O.d.G. il Presidente dà notizia che è stato assegnato, come di consueto, alla Società un contributo di L. 400.000 dal Ministero della P.I. per l'esercizio 1966, precisando che la somma verrà accreditata sul nuovo c.c. che la Società ha in corso di apertura presso l'agenzia n. 1 del Banco di Napoli.

Il Presidente comunica inoltre, in merito alla causa contro Cammarota Vincenzo per il riconoscimento del diritto di proprietà da parte della Società sul noto fondo a Posillipo e di cui ai precedenti verbali, che ci sono buone probabilità di vittoria, avendo l'Avv. Guarracino reperito un contratto di fitto relativo ad un periodo in cui il Cammarota sostiene essere già stato in possesso del fondo. Si procede poi alla nomina dei revisori dei conti relativi all'esercizio consuntivo 1966 e Preventivo 1967. Risultano nominati revisori effettivi i soci De Cunzo e Luongo e revisore supplente il socio Sgrosso. A questo punto il Presidente, dopo aver ricordato che il socio De Castro, eletto Segretario nella seduta del 27 maggio 1966, aveva comunicato di non potere accettare l'incarico « a causa di gravi motivi indipendenti dalla sua volontà » e che in conseguenza di ciò il Segretario uscente Prof. Pio Vittozzi fu pregato di rimanere in carica fino alle nuove elezioni da tenersi nella seduta di novembre 1966, procede alla costituzione del Seggio elet-

torale per le votazioni per la elezione del nuovo Segretario. Il Seggio risulta così composto:

Presidente del Seggio: Prof. M. Moncharmont
Scrutatore: Dott. Paolo Gasparini
» Dott. Tullio Pescatore

Alle ore 18,00 il Presidente dà inizio alle votazioni.

Chiusa la votazione si iniziano le operazioni di scrutinio, per le quali viene redatto dai componenti del Seggio apposito verbale dal quale si rileva che è risultato eletto il Prof. Bruno D'Argenio per il triennio 1966-1969. Il verbale del seggio è trascritto in calce. Si passa infine alle comunicazioni scientifiche. Il socio Maccagno presenta una nota della Dott.ssa Emma Ruggiero Taddei, chiedendone la pubblicazione nel bollettino della Società. La nota reca il titolo: « Brachiopodi aaleniani di Monte Zui (Sardegna) ». Il socio Ciampa presenta una nota del socio Covello e sua, dal titolo: « Analisi chimica e chimicofisica dell'acqua della sorgente Sprudel di Agnano Terme (Napoli) ».

Il socio Brancaccio presenta una nota che ha per titolo « Osservazioni geomorfologiche sulla conoide del Rio Rava (Mignano) ».

Chiede chiarimenti il socio Scarsella. Infine il socio De Castro presenta ed illustra con proiezioni la nota: « Contributo alla conoscenza delle alveoline albiano-cenomaniane della Campania ».

La seduta è tolta alle ore 19,30.

Verbale del Seggio

Il giorno 25 novembre 1966 alle ore 17,50 nella Sala delle adunanze della Società dei Naturalisti in Napoli il Presidente ha costituito il seggio elettorale per le votazioni per il rinnovo della carica di Segretario, come segue:

Presidente del Seggio: Prof. Maria Moncharmont
Scrutatore: Dott. Paolo Gasparini
» Dott. Tullio Secondo Pescatore

Alle ore 18 il Presidente del Seggio dà inizio alle votazioni che sono terminate alle ore 18,15. Chiusa la votazione si è proceduto allo spoglio delle schede con i seguenti risultati:

Presenti 22 - Votanti 22.
Maggioranza 12 voti - Schede bianche nessuna.
Prof. Bruno D'Argenio, voti 21 - Prof. Pio Vittozzi, voti 1.

Si è proceduto al controllo dei voti che sono stati trovati rispondenti al numero dei votanti. Il seggio proclama pertanto il seguente risultato: Segretario: Prof. Bruno D'Argenio.

Verbale della Tornata del 22 dicembre 1966

Presidente: A. M. Maccagno *Segretario*: B. D'Argenio

La seduta è aperta alle ore 17,40.

Sono presenti i soci D'Argenio, Palombi, Zamparelli, De Cunzo, Pescatore, Ietto. Moncharmont Zei, Sgrosso, De Castro, Rodriquez, Sersale, Palumbo, Vallario, Imbò, Scarsella, Moncharmont, Scandone, Parascandola, Maccagno.

Letto e approvato il verbale della seduta precedente il Presidente comunica l'avvenuta accensione del nuovo conto corrente bancario della Società presso l'Agenzia 1, del Banco di Napoli.

Si passa poi alle comunicazioni scientifiche.

Il socio Sgrosso presenta una nota dal titolo: *La trasgressione miocenica nei dintorni di Vietri di Potenza in relazione alle particolari vicende paleogeografiche della zona;* in collaborazione col Dott. Ciampo lo stesso socio presenta poi una seconda nota: *Sulla presenza del Calabriano nei dintorni di Camerota.*

Seguono, nell'ordine, altre note presentate dai soci: Zamparelli: *Le microfacies cretacicoceniche nella Serie di Rio Arno* (*Gran Sasso*); De Castro: *Sulla presenza di un nuovo genere di Endothjridal nel Cretacico sup. della Campania;* D'Argenio: *Stromatoliti triassiche della Calabria settentrionale* e: *Facies littorali nel Mesozoico dell'appennino, documentate dalle strutture da disseccamento;* Palumbo: *Caratteristiche del vento a Napoli* (*I.F.T.*) e *Osservazioni geotermiche alla Solfatara di Pozzuoli;* Lambertini e Mondelli: *Acqua termo-minerale rinvenuta nel bacino idrominerale di Lucrino.* Infine, presentata dai Soci Scarsella e D'Argenio viene letta una nota del Dott. Mario Torre dal titolo: *Alcuni foraminiferi del Cretacico superiore della Penisola Sorrentina.*

La Seduta è tolta alle 19,10.

INDICE

Finito di stampare
in Napoli
nello Stab. Tip. G. Genovese
il 15 giugno 1967

Direttore responsabile: *Prof. MICHELE FUIANO*

Autorizzazione della Cancelleria del Tribunale di Napoli - n. B 649 del 29-II-1960


THE LIBRARY
SMITHSONIAN INSTITUTION
FOR THE INCREASE AND DIFFUSION OF KNOWLEDGE AMONG MEN
SMITHSONIAN INSTITUTION WASHINGTON 1846


BOUND BY


SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01315 8522